UNIVERSITÉ DE LAUSANNE · FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE TIGSSALUK FJORD ET SERMILIGÂRSSUK FJORD (PARTIE MÉDIANE), SW-GROENLAND

THÈSE

présentée

à la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

par

MARC WEIDMANN

Géologue diplômé de l'Université de Lausanne

Tirage à part des
Meddelelser om Grønland Bd. 169, Nr. 5

1960

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1964

UNIVERSITÉ DE LAUSANNE · FACULTÉ DES SCIENCES

GÉOLOGIE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE TIGSSALUK FJORD ET SERMILIGÂRSSUK FJORD (PARTIE MÉDIANE), SW-GROENLAND

THÈSE

présentée

à la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences

par

MARC WEIDMANN

Géologue diplômé de l'Université de Lausanne

Tirage à part des
Meddelelser om Grønland, Bd. 169, Nr. 5

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1964

UNIVERSITÉ DE LAUSANNE
FACULTÉ DES SCIENCES

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de MM. les professeurs H. Badoux, directeur de thèse et doyen, M. Vuagnat co-directeur de thèse, et M. M. Burri, privat-docent, le conseil de Faculté autorise l'impression de la thèse de

Monsieur Marc Weidmann

intitulée «Géologie de la région située entre Tigssaluk fjord et Sermiligârssuk fjord (partie médiane), SW-Groenland».

Lausanne, le 12 juillet 1960. Le doyen de la Faculté des Sciences:

H. Badoux

R. UNIV.
BIBLIOTHÈQUE
LAUSANNE

TABLE DES MATIERES

Page

Abstract 4

Généralités 7
1. Introduction 7
2. Remerciements 7
3. Situation générale 8
4. Travaux précédents 10

Partie I: Les roches kétilidiennes 12
1. Introduction 12
2. Les roches de la suprastructure ou schistes verts 12
3. Les gneiss et migmatites de l'infrastructure 17
A – Gneiss et schistes agmatitiques 17
B – Gneiss rubanés 20
C – Gneiss à traînées basiques (streaky gneiss) 24
D – Gneiss nébulitiques et homogènes 25
E – Les pegmatites 27

Partie II: Les roches ultramafiques 30
1. Introduction 30
2. Les lentilles de la zone du Gaffelsø 30
3. Les lentilles isolées dans le gneiss 36
4. Le système de sills et lentilles du domaine des schistes verts 37
5. Les trois massifs importants du domaine des schistes verts 44
A – Le massif 510 44
B – Le massif 860 53
C – Le massif 635–675 55
6. Rôle et mise en place des roches ultramafiques 55

Partie III: Le complexe filonien 61
1. Généralités 61
2. Les filons kuanitiques 63
3. Les microgranites sanérutiens 79
4. Les filons lamprophyriques de Gardar 83
5. Les filons trachytiques de Gardar 89
6. Les dolérites porphyriques de Gardar 94
7. Les filons doléritiques de Gardar 98
8. Les filons de la période post-Gardar 107

Partie IV: Tectonique 109
1. Introduction 109
2. L'orogénèse kétilidienne 110
A – La première phase de plissement 110
B – La deuxième phase de plissement et la migmatitisation 113
C – La troisième phase de plissement 119

Page

3. Les accidents tectoniques des périodes kuanitique et sanérutienne 120
A – La période kuanitique 120
B – La période sanérutienne 121
4. La tectonique cassante de Gardar 122
A – Caractères généraux des cassures 122
B – Tectonique cassante de la période de Gardar 128

Partie V: Conclusions et vues générales sur l'évolution de la région étudiée .. 129

Partie VI: Morphologie et géologie du Quaternaire 132
1. Morphologie 132
2. Phénomènes glaciaires 134
3. Phénomènes périglaciaires 136
4. Phénomènes fluviatiles 138

Liste bibliographique 140

Abstract.

The investigations, the results of which are described in the present work, were conducted during two distinct stages, from 1957 to 1960: 1) the field work, including the drawing of the geological map at a scale of 1:20000 and the collecting of numerous samples; this was made possible by the organization and facilities put at our disposal by the Geological Survey of Greenland, 2) the examination of the collected material, which was conducted in the laboratories of geology and petrography of the University of Lausanne.

The area which we have studied is composed of an ensemble of gneiss, schists, dykes and massifs of various age and composition; it is situated in the SW part of Greenland, about 30 km NNW of Ivigtut (Fig. 1 and Plate 1). The limits of this territory are the following: to the N, Sermiligârssuk fjord and the glacier of Sioralik; to the E, a depressed zone occupied by lakes; to the S, Tigssaluk Fjord and a fault-zone oriented approximately E–W; lastly, to the W, an ideal N–S line which marks the western limit of the maps at a 1:20000 scale of the Geodætisk Institut that we used for the geological map.

No geological investigations had been conducted in the area; the only published information concerns the region as a whole, and is to be found in the works of N. V. USSING (1912), C. E. WEGMANN (1938 and 1947), J. BONDAM (1956) and A. BERTHELSEN (1960 et 1961). Let us also mention the unpublished reports of our companions, the geologists of the Geological Survey of Greenland.

Apart from a few small zones which were examined in detail, the geological mapping of the region was conducted in an exploratory manner with a view to establishing rather a chronology as precise as possible than a detailed map at a 1:20000 scale.

The chronology, the main lines of which we are now going to put forward, represents an attempt at a synthesis based on observations made in our territory as well as in the entire region of Ivigtut; here we have the opportunity of seeing the deep zones of a mountain chain in which are visible traces of all the phenomena which follow each other during the evolution of a "drame-type", such as H. and G. TERMIER (1956), for example, have described it.

1. – Pre-Ketilidian stage.

This has not been brought to light in our territory, but its presence is possible: in the form of elements contained in the Ketilidian clastic sediments or in the form of tectonic wedges belonging to the old basement and emplaced during the Ketilidian orogeny.

2. – Ketilidian geosynclinal stage.

The following phenomena occur during this stage: clastic and pyroclastic sedimentation, complex ophiolitic volcanism with the following probable succession: pillow-lavas in flows, gabbro-anorthositic sills (?), gabbroic sills, peridotitic sills.

3. – Ketilidian orogenic stage.

During this stage various processes such as regional metamorphism, migmatization and quartzo-feldspathic and sodic metasomatism affect all the rocks accumulated in the geosyncline; these processes have not attained everywhere the same intensity, therefore transforming the volcanic, clastic and pyroclastic series into either more or less homogenized and migmatized gneiss, or into non-migmatized crystalline schists. The map on plate 2 shows the distribution of these various types of rocks. The processes of migmatization and metasomatism are accompanied by orogenic efforts which fold the Ketilidian series in three successive phases forming folds, the axes of which have different directions (Plate 6 and fig. 51); the greenschists on one hand, the various gneisses on the other, react differently to these orogenic stresses and thus form two distinct tectonic levels: the suprastructure and the infrastructure (refer to C. E. Wegmann and J. Haller). Among other secondary effects of the tectonic efforts we observed, along certain fault zones, the "reintrusion", probably in a solid state, of the ultramafic sills contained in the geosyncline. Near the end of this second Ketilidian stage, migmatization and metasomatism evolve and form several very localized massifs of autochthonous granites with a potassic tendency, which illustrates quite well the hypotheses of H. H. Read on the evolution of granitic series in mountain chains undergoing formation.

4. – Post-orogenic Kuanitic stage.

This period is marked by an alternation of phases of tension with emplacement of several generations of basic dykes, probably doleritic in composition, and of phases of compression which correspond to the formation of important faults or to the further movement of pre-existing ones. The directions of the successive dykes are: E–W, NW–SE, NE–SW (Plate 3).

5. – Sanerutian stage of reactivation.

It is possible that this reactivation of the basement corresponds to the repercussion of the Nagssuqtoqidian orogeny visible in the region of Søndre Strømfjord; its manifestations are the following in the Ivigtut region: — a new rise in the regional thermal front, which determines a retrograde metamorphism on all the basement rocks (the Kuanitic dykes are thus transformed into more or less chloritized amphibolites), — weak activity of block-tectonics (further movement of pre-existent faults), but also of fold-tectonics (formation of small structures a few m in size), — various types of metasomatism, the importance of which varies from one place to another: formation of quartz, sodic plagioclase, potassic feldspars, tourmaline, emplacement of granites in the form of discordant batholiths (amongst which the Tigssaluk granites) accompanied by various acid, basic and ultrabasic veins and dykes (Plate 4).

6. – Gardar stage of post-orogenic tranquillity.

During this period one again notes an alternation of phases of tension with dyke intrusion and phases of compression with formation of faults or the movement of pre-existent ones (Plates 4, 5, and 7); the succession of intrusions is the following: dykes with a lamprophyric tendency, which are probably transformed, old, basic dykes, dykes with a trachytic tendency, dykes of porphyritic dolerite, doleritic dykes. One can bring to light right through this period hydrothermal and pneumatolytic activity. The magmatic evolution is very complex and it is difficult to determine its mechanism with precision; it appears, however, that the primary magma is of a decidedly alkaline, basaltic tendency.

7. – Post-Gardar period.

Whereas all the phenomena that we have just enumerated took place in the old Pre-Cambrian (Sanerutian = 1590—1600 MY), a few doleritic dykes, very rare in our area, were probably emplaced during the Cretaceous-Tertiary period; their direction is always parallel to that of the coast and they are possibly in relation with the big flows of the Plateau basalts in the region of Disko.

8. – Quaternary.

Plate 8 shows the schematic distribution of the recent glacial and fluvio-glacial deposits.

GENERALITES

«Dans la règle, les formes actuelles ne peuvent pas être expliquées par des mécanismes simples». C. E. Wegmann, 1959.

«Map it, my boy, and it will all come out!»
H. H. Read, 1957.

1. Introduction.

Ce travail expose les résultats de deux campagnes d'été au Groenland (1957 et 1958) organisées par le GGU (Grønlands Geologiske Undersøgelse: Service géologique du Groenland) et le travail de mise au point du matériel récolté fut effectué dans les laboratoires de l'Université de Lausanne au cours des années 1957–1960.

Le lever de terrain a été fait sur les cartes au 1:20000 du Geodætisk Institut, København. Sauf pour quelques petites régions présentant un intérêt particulier et qui ont été examinées en détail, nous avons employé des méthodes de lever d'exploration rapide qui, avec l'aide temporaire du bateau et de l'hélicoptère, nous ont permis d'avoir en quelques mois une connaissance géologique suffisamment précise de la région. De nombreux points ont été précisés par l'examen des photos aériennes mises à notre disposition par le Geodætisk Institut.

En même temps que le lever de la carte, de nombreuses mesures de la radioactivité des roches ont été faites sur le terrain grâce à un détecteur de radiation à piles Philips pw 4010; ces mesures n'entraient pas dans le cadre d'une prospection systématique, mais visaient à donner une idée approximative de la radioactivité des diverses roches rencontrées.

2. Remerciements.

Monsieur H. Badoux, professeur de Géologie, et Monsieur M. Vuagnat, professeur de Minéralogie et de Pétrographie, m'ont appris le métier de géologue et ont dirigé mes travaux à Lausanne; ils m'ont donné de très fructueux conseils pour l'étude du matériel rapporté du Groenland et pour la rédaction de cette monographie; je ne saurais dire tout ce que je leur dois.

Mes remerciements vont également à Monsieur A. BERTHELSEN, membre du GGU, et à Monsieur M. BURRI, chef de travaux du laboratoire de Géologie de Lausanne, qui m'ont initié à la géologie groenlandaise et qui ont suivi de très près mes travaux, tant sur le terrain qu'à Lausanne; je n'oublie pas que ce travail leur doit beaucoup.

C'est grâce au GGU que j'ai eu la possibilité de mener à bien cette étude et je tiens à en remercier son directeur, Monsieur K. ELLITSGAARD-RASMUSSEN, ainsi que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réussite des campagnes 1957 et 1958.

MM. S. AYRTON, L. F. BONNARD et K. TH. JENSEN m'ont accompagné sur le terrain et, au cours des longues discussions que nous avons eues au Groenland et à Lausanne, m'ont beaucoup aidé par leurs critiques et leurs suggestions; M. C. H. EMELEUS, Department of Geology, Durham University, m'a très aimablement fourni des renseignements et des échantillons qu'il a récoltés dans les granites de Tigssaluk; qu'ils soient tous ici amicalement remerciés.

3. Situation générale.

La région étudiée mesure 325 km² environ et se trouve à une trentaine de km. au NNW d'Ivigtut, aux environs de 61°25′ de latitude N et 48°20′ de longitude W (cf. la carte de situation, fig. 1). Les limites en sont données:

– au N: par la branche S du fjord de Sermiligârssuk («Sioralik arm») et le glacier de Sioralik (A. WEIDICK, 1959).

– à l'E: par une zone déprimée, jalonnée par une série de lacs, qui marque le bord W de la région étudiée par L. F. BONNARD.

– au S: par une zone de cassure (SE) qui se prolonge dans le fjord de Tigssaluk (Puiátoq) et qui borde au N la région étudiée par N. HENRIKSEN.

– à l'W: par une ligne idéale NS qui sépare les feuilles C3, D3, E4 au 1:20000 du Geodætisk Institut (région étudiée par S. AYRTON) des feuilles C4, D4, E5 qui couvrent en partie notre territoire.

Cette région est inhabitée et seuls quelques vestiges de camps esquimaux à Tigssaluk fjord signalent la présence temporaire de pêcheurs venant de Narssalik ou d'Arsuk. L'absence de peuplement stable fait que la toponymie est très pauvre de long des côtes et pratiquement nulle à l'intérieur des terres, si bien que, pour préciser l'emplacement des divers points décrits dans le texte, on se référera aux lacs et points cotés des pl. 2–8.

Les roches rencontrées appartiennent toutes au Précambrien; elles seront décrites, ainsi que leurs relations réciproques et leurs structures

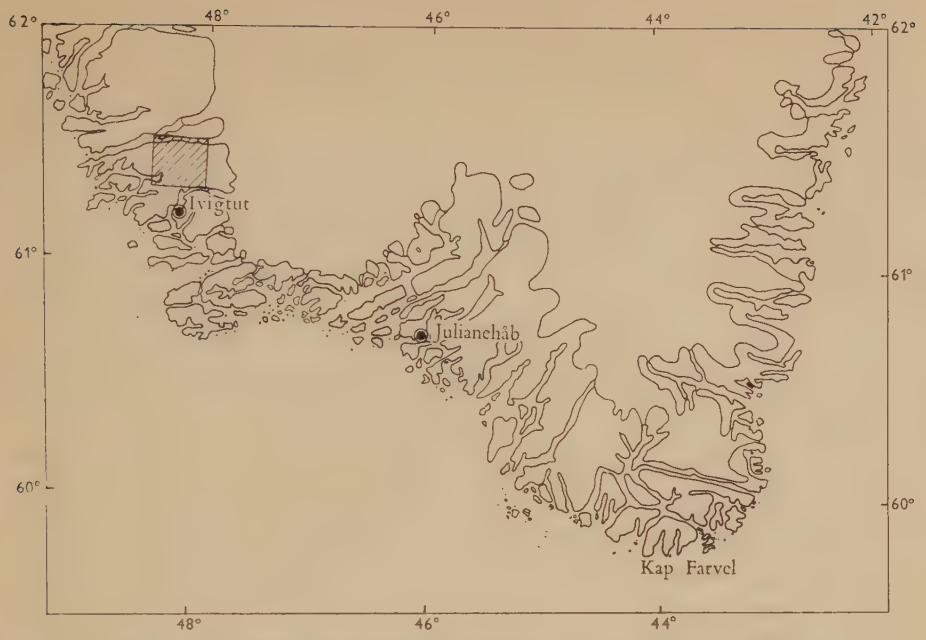

Fig. 1: Carte de la partie méridionale du Groenland avec la situation de la région étudiée, correspondant aux cartes des planches 2—8.

au cours des chapitres suivants. Les granites intrusifs post-tectoniques de Tigssaluk (NE de Tigssaluk fjord) ont été spécialement étudiés par C. H. Emeleus. Leur étude n'entre donc pas dans le cadre de ce travail; nous signalerons certains points qui se rapportent conjointement aux granites et aux roches de notre région; ces renseignements seront tirés du rapport inédit de C. H. Emeleus (The Granites of the Tigssaluk Area, SW Greenland. Report on field work during summer 1958), de communications orales ou de nos observations.

Pour situer les différents chapitres dans l'histoire géologique de la région, nous donnerons un résumé très schématique de la chronologie:

Quaternaire	– glaciation, érosion	
Post-Gardar	– intrusion de dolérites NNW	
Gardar	– intrusion de plusieurs générations de dolérites NE (BD)	
	– intrusion de dolérites porphyriques (BFD) et de filons trachytiques (TR)	tectonique cassante
	– intrusion de filons lamprophyriques (JD)	
Sanérutien	– mise en place des granites de Tigssaluk et de leurs satellites filoniens	
	– métamorphisme, déformation, tectonique cassante	

KUANITIQUE
- intrusion de dolérites (AD) NE
- intrusion de dolérites (AD) NW
- intrusion de dolérites (AD) EW

} tectonique cassante

KÉTILIDIEN
- tectonique cassante
- plissement mineur NE, microclinisation (?)
- plissement majeur NW–EW, migmatitisation
- plissement mineur NE–NS (?)
- intrusion de sills de roches ultramafiques
- groupe d'Arsuk (roches volcaniques basiques et roches pyroclastiques . . .)
- groupe de Sermilik (quartzites, calcaires dolomitiques, schistes pélitiques . . .)

PRÉ-KÉTILIDIEN – hypothétique.

Les numéros des échantillons se rapportent à la collection du GGU. Tous les échantillons récoltés, les cartes originales et les plaques minces sont conservés par le GGU à Copenhague.

Toutes les directions sont données en degrés par rapport au N géographique.

Le marteau qui donne l'échelle de la plupart des photographies a un manche de 40 cm. de longueur.

4. Travaux précédents.

Il n'existe pas de publication détaillée consacrée à cette région. On ne trouve dans la littérature publiée ou inédite que des indications générales ou des vues d'ensemble sur la géologie des environs d'Ivigtut.

Sur la carte jointe à son mémoire (table 1), N. V. USSING (1912) note en «gneiss archéens» toute la région située au NW d'Ivigtut et esquisse les grands traits de la géologie régionale.

Il faut attendre les travaux de C. E. WEGMANN pour trouver des indications précises et précieuses sur la géologie du SW groenlandais. Dans son travail classique de 1938, C. E. WEGMANN donne un résumé détaillé des travaux précédents relatifs à l'ensemble de la région; il complète et modifie la chronologie d'USSING en introduisant les principales subdivisions qui seront utilisées dans ce travail: la période kétilidienne et la période de Gardar; mais ses recherches détaillées ne dépassent pas vers le N la région Arsuk-Kûngnât. Dans des publications postérieures (1939, 1947 a) il résume et reprend ses conclusions, indiquant notamment que la chaîne kétilidienne doit se prolonger vers le N au-delà de la région d'Ivigtut.

Au cours des années 1954–1956, le GGU a effectué des reconnaissances le long des côtes dans tout le district d'Ivigtut. Une de ces reconnaissances a permis de localiser et d'étudier rapidement les granites de Tigssaluk (J. Bondam, 1956).

En 1958, 1959 et 1960, de nombreux rapports inédits ont été remis au GGU par les géologues qui travaillent dans la région située au N d'Ivigtut: S. Ayrton, E. Bondesen, L. F. Bonnard, M. Burri, C. H. Emeleus, N. Henriksen, M. Weidmann.

Une synthèse de ces travaux a été mise au point par A. Berthelsen en 1958: On the chronology of the Ivigtut district, South Greenland, a compilation. Rapport inédit, GGU. A. Berthelsen introduit une nouvelle subdivision dans la chronologie de la région: la période kuanitique.

A. Weidick (1959) consacre quelques pages aux glaciers qui se jettent dans le fjord de Sermiligârssuk.

En 1960, enfin, A. Berthelsen (1960 et 1961) reprend et précise la synthèse citée ci-dessus; il introduit à nouveau une subdivision: la période sanérutienne.

Plusieurs auteurs ont établi des parallèles entre la géologie du district d'Ivigtut et celle des régions voisines du Groenland et du Canada: C. E. Wegmann (1938), E. H. Kranck (1939), A. Berthelsen (1960).

Mentionnons pour terminer lès nombreuses indications qui nous ont été fournies oralement par nos camarades géologues du GGU.

Note ajoutée en cours d'impression: voir également les récents travaux de S. Ayrton (1963): A contribution to the geological investigations in the region of Ivigtut, SW-Greenland, M. O. G. 167,3 et de W. T. Harry and C. H. Emeleus (1960): Mineral layering in some granite intrusions of S.W. Greenland. 21e Congr. Géol. Int., Copenhague, part 14, 172–181.

Partie I:

LES ROCHES KÉTILIDIENNES

1. Introduction.

Dans cette partie nous verrons les divers types de roches qui forment la plus grande partie de la région étudiée, leurs principales caractéristiques et leur pétrographie, d'après les études de terrain et de laboratoire. Les relations structurales et l'évolution dans le temps et dans l'espace du socle kétilidien (suprastructure et infrastructure plus ou moins migmatitisée) et de l'hypothétique prékétilidien seront exposées en détail dans la partie IV.

La nomenclature utilisée dans la description des structures des roches est empruntée à J. M. Laubard (1953).

Les termes des textures choisis sont ceux dont l'emploi est recommandé par le GGU; ils ne comportent, dans ce travail, aucun sous-entendu d'ordre génétique et sont uniquement descriptifs (cf. R. V. Dietrich, 1960).

2. Les roches de la suprastructure ou schistes verts.

La suprastructure ne se trouve que dans la partie septentrionale de la région étudiée; elle forme trois zones (voir planche 2) bien visibles de loin à cause de leur teinte sombre et de leur relief modéré. Elle est formée des roches plus ou moins métamorphisées des groupes de Sermilik et d'Arsuk, tels qu'ils ont été décrits par C. E. Wegmann (1938 et 1947a) et A. Berthelsen (1960 et 1961) dans les régions plus méridionales de Kobberminebugt et d'Arsuk et qui comprennent:

Groupe de Sermilik: grauwackes, quartzites, schistes divers (entre autres graphiteux et pyriteux), calcaires dolomitiques.

Groupe d'Arsuk: surtout roches volcaniques et pyroclastiques basiques telles que pillow-lavas, tufs, lapillis, avec des niveaux de quartzites, de schistes pyriteux et de conglomérats.

Des sills de gabbros se sont mis en place dans les deux groupes et ont été ensuite plissés avec l'ensemble de la série sédimentaire.

Le métamorphisme de la suprastructure varie entre les faciès schistes verts et amphibolite à épidote d'Eskola, ce qui correspond aux trois sous-faciès que F. Turner et J. Verhoogen (1960) décrivent dans leur «greenschist facies».

Il n'est pas possible, à cause des complications tectoniques et de la position variable du front de migmatitisation, d'établir une coupe stratigraphique valable dans la suprastructure; cependant l'examen des schistes verts sur le terrain et en laboratoire permet de reconnaître avec plus ou moins de précision les roches qui forment les séries sédimentaires et effusives des groupes d'Arsuk et de Sermilik; on peut schématiquement y distinguer les principaux types suivants:

Schistes basiques: roche de teinte vert sombre, généralement tendre, schisteuse ou massive, de grain variable (0,2 -2 mm.), de structure lépido- à nématoblastique, dont la composition est assez constante et montre les assemblages suivants: épidote-chlorite-calcite-sphène, épidote-chlorite-actinote-sphène, hornblende-épidote-biotite-grenat (almandin), hornblende-chlorite-biotite-calcite-sphène-épidote, avec un plagioclase dont le pourcentage d'anorthite varie entre 0 et 25, le plus souvent de l'albite-oligoclase An 10, résultant d'une forte saussuritisation. Les minéraux d'importance secondaire sont: le quartz qui ne dépasse jamais 5 % et qui est souvent absent, l'apatite, les minéraux titanés (sphène-leucoxène-ilménite), les minéraux opaques (pyrite-magnétite-limonite) qui constituent 1–5 % de la roche. Sporadiquement nous avons observé de la muscovite, de l'allanite et de la tourmaline, toujours en petites quantités.

Ces schistes basiques représentent les équivalents des tuffs et lapillis, des pillow-lavas et des sills de gabbro plus ou moins transformés selon le schéma donné par M. Lorétan (1959); un examen attentif de la roche révèle parfois des textures originelles plus ou moins bien conservées, telles que: fine stratification des couches de cendre, formes de coussins, bancs massifs épais de plusieurs mètres et grossièrement cristallisés des sills gabbroïques (exemple fig. 22).

Zones rouillées: ces zones, larges de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, se suivent très bien sur le terrain à cause de leur couleur brune, rousse ou orangée; elles soulignent les replis et les rejets des cassures et certaines d'entre elles se prolongent sur plusieurs kilomètres; d'autres se réduisent à des lentilles de quelques centaines de mètres seulement. Elles passent graduellement aux schistes verts de type banal.

La composition de ces roches diffère de celle des schistes basiques par l'abondance de quartz, de muscovite et surtout de sulfures et oxydes de fer plus ou moins altérés (pyrite, pyrrhotine, magnétite, oligiste, ilménite, limonite). Selon H. Pauly (1948) qui a étudié les zones rouillées

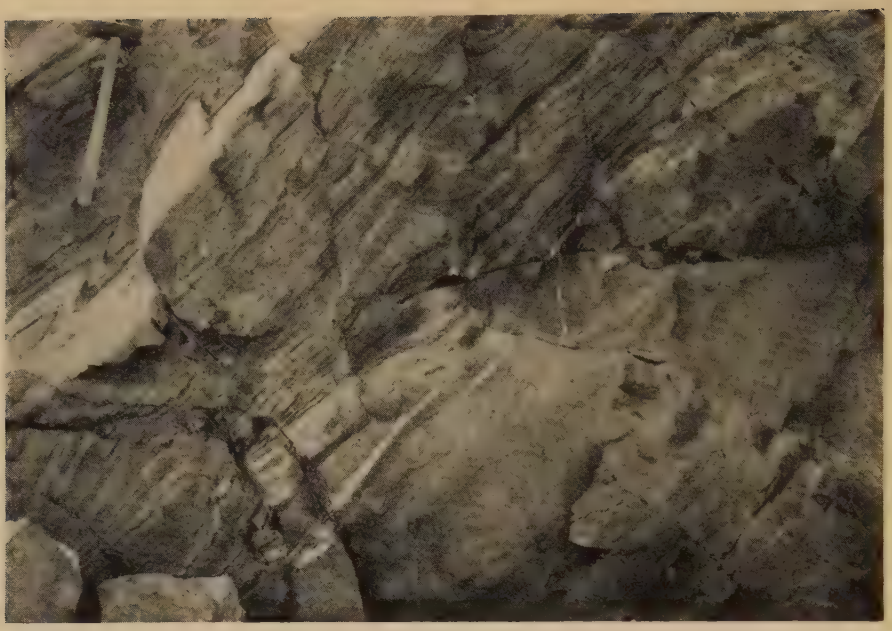

Fig. 2: Côte S de Sermiligârssuk fjord, au N du pt 1018. Schistes pélitiques finement lités, microplissés et coupés par quelques cassures verticales; on note une mince couche quartzofeldspathique claire sur la gauche. Photo M. WEIDMANN.

du gneiss de la région d'Holsteinsborg (voir aussi H. RAMBERG, 1948), la formation de limonite est due à l'altération de la pyrrhotine; d'autre part l'abondance de minéraux ferrugineux ne dépend pas d'une minéralisation secondaire mais elle rend compte de la richesse en fer et en titane de la roche sédimentaire originelle. Il est fort possible que les zones rouillées représentent l'équivalent métamorphisé des schistes pyriteux des groupes d'Arsuk ou de Sermilik.

Schistes pélitiques: ce sont des roches de couleur généralement claire, très finement litées (fig. 2), riches en muscovite, séricite, albite-oligoclase et parfois quartz: on y trouve également des quantités variables de chlorite, d'oxydes de fer et de tourmaline. Ces roches sont très souvent schistifiées, écrasées ou boudinées, et il est rare que l'on puisse en suivre un niveau sur de grandes distances. Elles passent graduellement, par augmentation de la quantité de feldspath et de quartz aux:

Schistes quartzofeldspathiques: ils forment des bancs de plusieurs mètres, parfois massifs, de couleur gris-vert clair, rose ou jaune pâle, bien visibles sur le terrain. La composition peut varier d'une roche où le quartz et le plagioclase sont en quantité égale à une roche où le quartz occupe plus de 70 % du volume total; la structure est granoblastique

à granolépidoblastique; nous y déterminons, en plus du quartz, de la muscovite et de la séricite, plus rarement de la chlorite et de la biotite; les minéraux accessoires ou accidentels de ces schistes sont: orthose, carbonates, apatite, sphène, minéraux opaques et grenat.

Schistes calcaires: ce sont des roches de couleur claire, en bancs très minces (au maximum quelques décimètres) ou en lentilles, très schisteuses, à structure granoblastique ou granolépidoblastique, formées principalement de carbonates probablement magnésiens, de chlorite et de biotite et accessoirement de hornblende, quartz, minéraux opaques, sphène, apatite et serpentine; elles ne contiennent pas de plagioclase.

Le tableau ci-dessous rassemble quelques évaluations de la composition minéralogique des divers types de schistes, obtenues au moyen de l'intégrateur planimétrique de Leitz:

Roche	Schistes quartzo-feldspathiques		Quartzite	Schistes pélitiques		Schistes basiques		Schiste calcaire
Echantillons	32810	38015	38053	32853	38011	32864	32870	32832
Feldspaths	40	41	..	41	4	61	24	..
Quartz	41	48	70	31	20	..	..	1
Chlorite	..	6	..	5	24	31	..	4
Biotite	1	..	..	4		1	..	..
Muscovite	5	2	24	12	1	..	2	..
Hornblende	..	..	..	..	..	..	60	..
Min. opaques	2	1	6	1	2	4	1	5
Carbonates	7	1	..	2	12	..	..	80
Epidote	2	..	..	1	35	2	10	..
Sphène-Leucoxène et Apatite	2	1	..	3	2	1	3	10 (+ Serpentine)

Les schistes verts et les gneiss rubanés contiennent parfois de très faibles quantités de chloritoïde; les observations de terrain n'indiquent aucune relation entre ces roches et des zones de stress ou de friction (voir H. H. Read, 1951, et V. Marmo, 1958a).

Nous n'avons jamais trouvé de conglomérats dans les schistes verts; en un point cependant (250 m. au N du pt. 860, 2 km. à l'W de Bikuben), nous avons observé dans des schistes basiques très amphiboliques un niveau lenticulaire d'agglomérat, épais de moins d'un mètre; les éléments sont principalement composés d'amphibole, ils ont quelques centimètres de diamètre et ils sont assez arrondis; ils sont emballés dans une pâte à chlorite-épidote-carbonates; il s'agit peut-être d'une couche de lapillis très grossiers.

Les schistes basiques forment plus des deux-tiers du domaine des schistes verts, suivis en importance par les schistes quartzofeldspathiques et les zones rouillées; les schistes pélitiques et les schistes calcaires sont beaucoup plus rares. Il semble que la plus grande partie de la supra-

structure de notre territoire représente l'équivalent du groupe d'Arsuk plutôt que du groupe de Sermilik.

Ces séries paraissent typiques d'une sédimentation orogénique peu profonde avec beaucoup de roches vertes, de roches pyroclastiques et de grauwackes, et peu de schistes et de calcaires (F. J. PETTIJOHN, 1943).

Sans que l'on puisse parler, en l'absence de données précises, d'un véritable métamorphisme topochimique de la suprastructure à l'époque kétilidienne, il ne semble pas qu'il y ait eu, alors, un apport important en dehors des zones migmatitisées ou en voie de migmatitisation; cependant de nombreux faits (voir partie III: «Le complexe filonien») prouvent que les époque sanérutiennes et de Gardar ont connu des manifestations notables de métamorphisme, de métasomatisme et d'activités hydrothermales. Ces phénomènes ont localement affecté les schistes verts:

a) minéralisation locale, concentrée sur des plans de diaclases ou des fissures, avec formation de sulfures de Fe, Cu et Pb, barytine, carbonates et quartz, probablement déposés par des solutions hydrothermales (côte S de Sermiligârssuk fjord, au NW du lac 530).

b) minéralisations locales, diffuses dans l'ensemble de la roche et indépendantes des zones rouillées, avec formation de pyrite et carbonates, probablement causées par un métasomatisme avec apport de S, Fe et CO_2.

c) présence assez constante de tourmaline, aussi bien dans les schistes pélitiques primitivement riches en bore que dans les schistes basiques primitivement très pauvres en bore (H. et G. TERMIER, 1956, p. 151); la présence de tourmaline doit donc avoir deux origines: elle est peut-être primaire dans les schistes pélitiques, mais elle est secondaire dans les autres roches où elle est due à un métasomatisme avec apport de bore, d'âge probablement sanérutien, car les filons de Gardar ne contiennent jamais de tourmaline, alors qu'on en trouve dans les amphibolites discordantes kuanitiques. L'origine du bore n'est pas connue avec exactitude. La présence ubiquiste de la tourmaline dans les schistes et les gneiss n'a rien de très étonnant vu la facilité de migration et l'abondance du bore (H. H. READ, 1951). Elle est cependant trop peu abondante pour que l'on puisse parler d'une véritable tourmalinisation.

Aucune des minéralisations observées sur le terrain ne présente un intérêt économique; les processus invoqués ci-dessus pour expliquer ces accidents sont évidemment schématisés. Il est probable qu'ils se combinent les uns avec les autres et que l'ensemble des phénomènes est plus complexe, mais les éléments dont je dispose ne me permettent pas de pousser plus loin l'analyse.

La radioactivité des schistes verts est très faible et ne présente rien de particulier.

Fig. 3: Entre les lacs 480 et 600. Pegmatite concordante mise en place dans les schistes verts où la granitisation commence à se faire sentir: formation de minces lits quartzofeldspathiques dans la masse des schistes, phénomènes de recristallisation des minéraux pré-existants, envahissement progressif de la trame basique par du quartz et du plagioclase poecilitique. Noter le contact tranché entre les schistes et la pegmatite. Photo M. Weidmann.

3. Les gneiss et migmatites de l'infrastructure.

Comme le montre la planche 2, la majeure partie du terrain étudié est occupé par des gneiss provenant de la migmatitisation des séries de la suprastructure. Le degré de métamorphisme de ces gneiss est légèrement plus élevé que celui des schistes verts; il va du faciès amphibolite au faciès amphibolite à épidote. Par contre, le degré de migmatitisation est très variable, ce qui a produit les types de roches très différenciés qui ont été reportés sur la planche 2 et qui sont décrits ci-dessous.

A - Gneiss et schistes agmatitiques.

Le front de migmatitisation est marqué très généralement, au contact des schistes verts, par une zone de gneiss-schistes agmatitiques plus ou moins marquée (pour la description de ce type de roche, voir C. E. Wegmann, 1938, p. 37–40); les agmatites sont très bien développées sur toute la limite W de la principale région des schistes verts (entre le lac 480 et Sermiligârssuk fjord) où les corps pegmatitiques prennent des

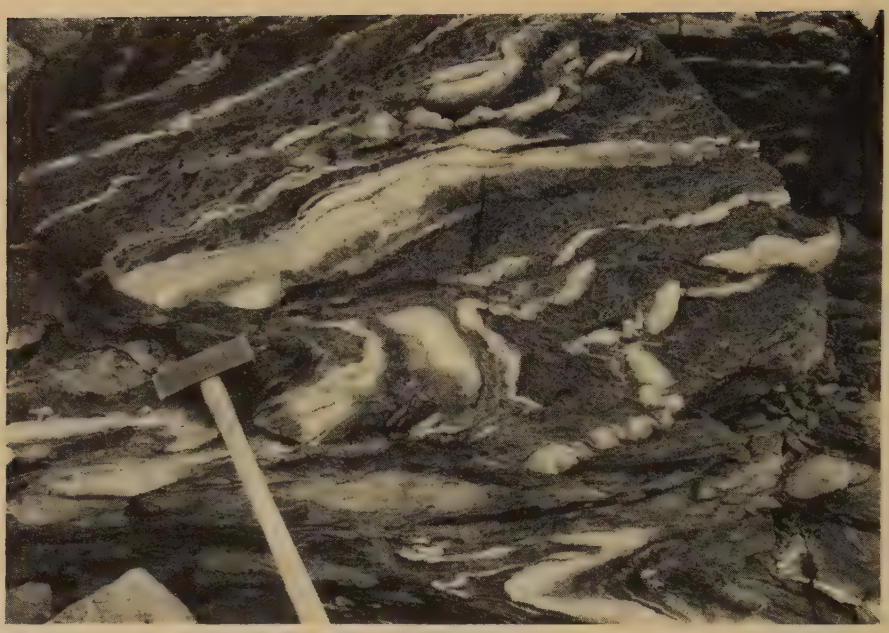

Fig. 4: SE de Lysefjeld. Fragment de schiste en voie de gneissification, compris entre des pegmatites; les nombreux lits quartzofeldspathiques sont ici plissés, boudinés, cassés et forment parfois des «quartz-rods» (G. WILSON, 1953); le contact entre les lits acides et la trame basique est moins tranché que les contacts schiste-pegmatite de la fig. 3. Photo M. WEIDMANN.

proportions spectaculaires: ils forment des bancs plus ou moins concordants, souvent riches en muscovite, qui ont jusqu'à 50 m. d'épaisseur et qui montrent un contact très tranché avec des schistes basiques à amphibole, chlorite, épidote et biotite (fig. 3) ou avec du gneiss à biotite, chlorite et épidote imprégné lit-par-lit par du matériel quartzo-feldspathique (fig. 4). La texture agmatitique s'observe également à petite échelle; les pegmatites ne dépassent pas dans ce cas quelques décimètres et les éléments basiques y sont généralement microplissés et traversés de nombreux filonnets acides.

En plusieurs points, on note des structures agmatitiques très nettes dans les gneiss rubanés (région du pt. 1030, au S du Gaffelsø, etc. . . .); elles se rattachent certainement au type d'agmatite 6 décrit par A. NOE-NYGAARD et A. BERTHELSEN (1952, fig. 6, p. 256), sous la dénomination de «relic granitization structures formed during progressive metamorphism», tandis que les agmatites qui marquent la limite infrastructure-suprastructure illustrent les types 4a et 4b des mêmes auteurs.

La composition des pegmatites est assez constante: (voir également le chapitre «Pegmatites») quartz, plagioclase variant dans les limites de l'oligoclase, microcline et orthose sont les éléments principaux, accom-

pagnés accessoirement de muscovite et de chlorite, plus rarement de biotite, de calcite, d'apatite, de sphène-leucoxène et de minéraux opaques (magnétite, ilménite, oligiste); la structure est granoblastique ou porphyroblastique et le grain très variable (3–15 mm.); le quartz montre

Fig. 5. Pt. 850, E des granites. Gneiss rubané avec des bancs amphibolitiques injectés par du matériel acide et boudinés. Photo L. F. Bonnard.

toujours des extinctions roulantes, même en dehors des zones plissées et cassées, ce qui est un indice certain de protoclase (E. Raguin, 1957); on note couramment la présence de microperthite et de micropegmatite.

La radioactivité des reliques basiques est faible et du même ordre de grandeur que celle des schistes verts; par contre certaines pegmatites montrent une radioactivité au-dessus de la moyenne, causée probablement par des inclusions liées à la biotite ou à la muscovite.

Fig. 6: Lysefjeld, vu du SE. Grande paroi de gneiss rubané presque horizontal. Vers le sommet de gauche, le gneiss est plus agmatitique et montre un réseau de grosses pegmatites discordantes. Photo M. WEIDMANN.

B - Gneiss rubanés.

Cette dénomination s'applique à toutes les roches présentant une alternance plus ou moins régulière de lits sombres à hornblende, biotite, chlorite et épidote et de lits quartzofeldspathiques clairs (fig. 5, 6 et 34); ce qui correspond aux «banded gneiss» et «veined gneiss» de R. V. DIETRICH (1960): la trame basique des gneiss rubanés représente environ 20–70 % du volume total de la roche, le reste étant constitué par les masses acides concordantes dont l'origine sera discutée plus loin (voir chapitre «Pegmatites»). Le grain de la roche varie entre 0,5 et 3 mm., la structure est granonématoblastique ou granolépidoblastique, avec passage graduel des lits clairs aux lits basiques. La composition moyenne est la suivante:

Plagioclase: oligoclase An10–30, le plus souvent saussuritisée et toujours plus abondante que le quartz.

Feldspath potassique: très rarement un peu de microcline ou d'orthose, localisé dans les lits quartzofeldspathiques.

Quartz: toujours courant, montrant régulièrement une extinction roulante.

Amphibole: hornblende verte, toujours altérée en chlorite-biotite-épidote-sphène; elle a parfois entièrement disparu.

Biotite-chlorite-épidote: presque toujours présents; en assez grande quantité dans la trame basique.

Muscovite: parfois abondante, mais le plus souvent d'importance secondaire ou absente.

Minéraux accessoires: presque toujours de l'apatite, du sphène plus ou moins leucoxénisé et des minéraux opaques (magnétite, ilménite, pyrite, oligiste); plus rarement des carbonates nettement secondaires, de la tourmaline et du zircon lié à la biotite.

Le gneiss a donc en moyenne la composition d'une diorite ou d'une diorite quartzifère.

On trouve dans les gneiss rubanés des reliques plus ou moins nettement reconnaissables des anciennes roches sédimentaires ou effusives:

1) le gneiss est localement riche en *bancs amphibolitiques* (*amphibolites concordantes*) qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et que l'on suit souvent sur plusieurs kilomètres; les zones riches en bancs amphibolitiques ont été schématisées sur la planche 2. Les amphibolites concordantes présentent parfois à leur bordure une texture agmatitique prononcée; leur composition est assez différente de celle de la trame basique du gneiss rubané: le plagioclase est beaucoup plus riche en anorthite (An30–65), la hornblende verte et la biotite sont très fraîches et abondantes, il y a très peu de quartz. Il est très probable que les amphibolites concordantes représentent les sills de gabbro qui ont localement résisté à la granitisation; elles seraient donc des orthoamphibolites au sens de P. Lapadu-Hargues (1953).

2) à deux endroits (vers le pt. 760, SE du Kernesø; SW du pt. 700, SE de la région étudiée), nous avons noté des *zones rouillées concordantes*, riches en sulfures et oxydes de fer, qui présentent de grandes analogies avec les zones rouillées de la suprastructure et qui ne semblent pas pouvoir être rattachées à une minéralisation secondaire ou à une cassure; ces zones sont toujours peu importantes et elles ont moins bien résisté à la granitisation que les amphibolites concordantes.

3) en plusieurs points (S du Gaffelsø; E du granite septentrional; limite SE du domaine des schistes verts), le gneiss rubané contient de nombreuses enclaves, boudins et lits interstratifiés d'une *roche particulière*, *gabbro-anorthositique* (fig. 7), très semblable à celle qui forme la «série des gabbro-anorthosites» de la région d'Ivigtut (rapports inédits de J. Bondam, 1955, et N. Henriksen, 1958) ou aux gabbro-anorthosites de Tovqussaq, décrits par A. Berthelsen (1957, pp. 181–182). Sa com-

Fig. 7: Pt. 850, E des granites. Enclaves et lit de roche gabbro-anorthositique dans un gneiss rubané visible à gauche. Toute la partie droite de la figure est occupée par une pegmatite discordante. Photo L. F. BONNARD.

position est la suivante: plagioclase basique (An 40–75), très peu ou pas de quartz et de feldspath potassique, hornblende verte, biotite, épidote, zoïsite et sphène. Les zones à reliques de gabbro-anorthosite se suivent très bien sur le terrain; elles sont tout à fait concordantes avec la foliation du gneiss et les bancs amphibolitiques (planche 2). Tant par leur texture que par leur composition ou leur répartition, les roches d'affinité gabbro-anorthositique de la région étudiée ne peuvent être identifiées complètement à celles qui se trouvent plus au S, mais elles s'en rapprochent beaucoup et il est très probable qu'elles ont la même origine; celle-ci est, à vrai dire, encore hypothétique et deux solutions sont proposées (A. BERTHELSEN, communication personnelle): ou bien les gabbro-anorthosites sont des calcaires argileux métamorphosés (mais on n'y a jamais trouvé de reliques à carbonates ou à silicates de chaux) ou bien, par analogie avec les «blotchy gabbro» des géologues canadiens travaillant dans la province Grenville-Labrador, ce sont les restes métamorphosés et tectonisés de sills et coulées se rapportant à un type de volcanisme propre à cette région (mais on n'a jamais trouvé ces roches particulières dans les schistes verts); la question reste donc ouverte.

Dans la partie S de la région étudiée, le gneiss rubané contient très régulièrement du grenat (probablement de l'almandin), soit disséminé

dans l'ensemble de la roche, soit concentré en nodules de 1–10 cm. de diamètre (fig. 8); dans cette zone, où l'amphibole est peu biotitisée et chloritisée, le degré de métamorphisme est un peu plus élevé qu'ailleurs

Fig. 8: Côte N de Tigssaluk fjord, au S du pt. 690. Gneiss amphibolitique rubané riche en grenats qui forment les taches et nodules sombres, de plusieurs cm. de diamètre, bien visibles sur la photo; le gneiss est recoupé par quelques petites pegmatites discordantes à bords diffus ou tranchés. Photo M. Weidmann.

et correspond à la partie supérieure du faciès amphibolite à almandin de F. Turner et J. Verhoogen (1960).

Au contact des granites de Tigssaluk, et surtout du granite NW, le gneiss dioritique a été faiblement et très localement transformé sur une largeur de quelques dizaines de mètres au maximum: la roche, homogénéisée et métasomatisée par apport de quartz et de feldspaths potassiques (formation de porphyroblastes de microcline), montre alors une

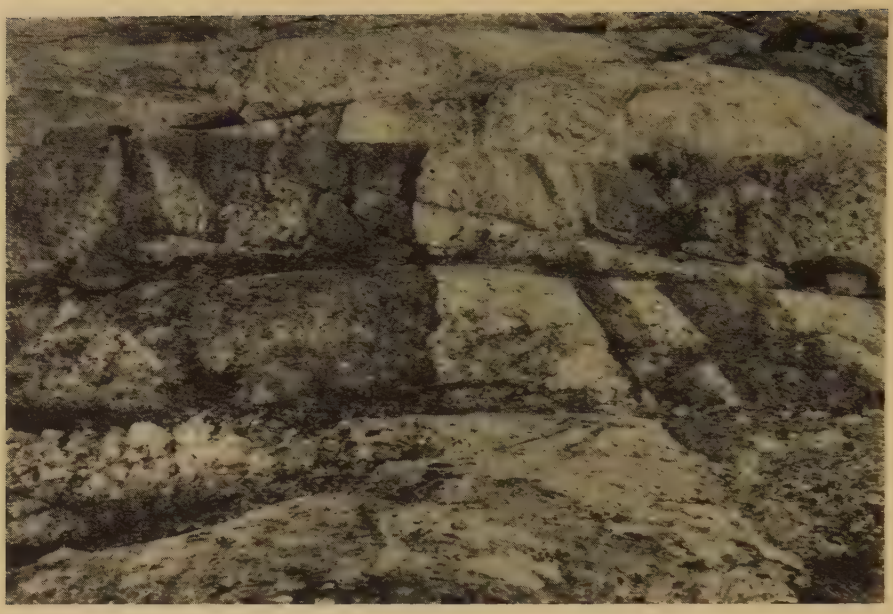

Fig. 9: Pt. 880, N du Gaffelsø. Gneiss à traînées basiques; masses quartzofeldspathiques différenciées riche en muscovite et reliques basiques à chlorite et épidote. Le contact est soit tranché, soit diffus. Photo M. WEIDMANN.

composition plus granodioritique ou même granitique (J. BONDAM, 1956; C. H. EMELEUS, rapport cité), matérialisant ainsi un léger «front silico-alcalin» (E. RAGUIN, 1957).

La radioactivité des gneiss rubanés est très faible et ne présente rien de particulier.

C - Gneiss à traînées basiques (streaky gneiss).

Dans les gneiss de ce type, la trame basique ne forme plus des lits continus d'épaisseur assez constante, mais il n'en reste plus que de minces lentilles, des traînées allongées dans la direction de la foliation ou des masses informes dans lesquelles on distingue encore une succession de lits acides et basiques plus ou moins nets; le contact entre les restes de la trame basique, de couleur généralement brune ou rouille, et le matériel quartzofeldspathique différencié gris-clair est soit tranché, soit diffus (fig. 9). La trame basique de ces gneiss présente parfois localement une texture œillée avec des porphyroblastes de plagioclase et de quartz de 0,5 à 1,5 mm. de diamètre.

Les gneiss à traînées basiques ne sont pas très répandus dans la région étudiée; à part les zones situées, d'une part, au NE du granite septentrional et, d'autre part, dans l'axe du Gaffelsø, ils ne forment

qu'une étroite bande de transition entre le gneiss rubané et le gneiss homogène ou nébulitique; on en trouve également des affleurements peu importants dans les gneiss rubanés et homogènes.

Leur structure est granoblastique ou granolépidoblastique: le grain varie de 1 à 3 mm.; la composition moyenne est assez constante: les éléments blancs occupent entre 70 % et 90 % du volume total de la roche et comprennent environ $^2/_3$ de plagioclase (An 5–30), plus ou moins sériciteisé et albitisé, $^1/_3$ de quartz montrant toujours une extinction roulante et, accidentellement, un petit peu de microcline, de muscovite, d'épidote et de chlorite; la biotite est parfois très abondante dans la trame basique, ainsi que les carbonates d'origine nettement secondaire; les éléments accessoires, pas toujours présents, sont les minéraux opaques (surtout magnétite, ilménite, limonite), l'apatite, le sphène passablement leucoxénisé et le zircon dans les gneiss riches en biotite; on observe très fréquemment la présence de microperthite et de micropegmatite.

La composition générale du gneiss à traînées basiques est celle d'une diorite quartzifère ou, plus rarement, d'une granodiorite. Sa radioactivité est un peu plus forte que celle des gneiss rubanés et agmatitiques.

D - Gneiss nébulitiques et homogènes.

Au N de la ligne EW qui passe par le Gaffelsø et le granite septentrional, on trouve de grandes surfaces d'un gneiss gris clair ou rosé, très monotone, qui forme des massifs élevés où les affleurements sont admirablement polis par le glacier et presque entièrement dépourvus de mousses et de lichens. La roche est homogène, de grain moyen à grossier, traversée par quelques rares pegmatites qui n'ont jamais plus de quelques décimètres de puissance et localement coupée en tous sens par de nombreuses diaclases (fig. 63); elle contient parfois de gros porphyroblastes de microcline. Ces gneiss homogènes passent à des zones de gneiss nébulitique dans lesquelles la direction de la foliation est plus ou moins visible, selon qu'elle est soulignée par des minces traînées brunes ou vertes de phyllosilicates, ou par de simples alignements de feldspaths.

Les nébulites et les gneiss homogènes contiennent des reliques basiques parfois assez nombreuses qui ont des aspects très différents: fragments anguleux de gneiss rubané, à bords francs, composés principalement d'amphibole et de biotite; lentilles de gneiss agmatitique; bancs amphibolitiques microplissés se suivant sur quelques mètres; reliques sombres à chlorite-épidote, d'aspect «nuageux», qui passent progressivement au gneiss acide; vagues taches arrondies, à peine plus sombres que la roche encaissante; toutes ces reliques basiques sont souvent entourées et traversées de pegmatites ou de filons de quartz (fig. 10).

Fig. 10: Stabelland. Relique de gneiss nébulitique dans du gneiss homogène, recoupée par deux générations de pegmatites (la plus jeune est discordante et sa direction est à peu près parallèle à celle du manche du marteau). Photo M. WEIDMANN.

Les directions de la «foliation fantôme» du gneiss nébulitique et celles des différentes reliques basiques du gneiss homogène coïncident assez bien et permettent d'élucider avec plus ou moins de sûreté la structure du socle.

D'après E. RAGUIN (1957), les concentrations de minéraux sombres dans le gneiss homogène peuvent avoir deux origines; ou bien ce sont des «souvenirs du front basique externe non encore effacés par l'achèvement du phénomène de granitisation», ou bien ce sont des reliques non migmatitisées du gneiss et des schistes pré-existants. Tout semble indiquer que cette dernière origine soit la plus vraisemblable, car on observe tous les stades de transition entre les simples concentrations de minéraux sombres et les reliques de gneiss rubané encore intact; d'autre part, nous n'avons nulle part pu mettre en évidence un front basique externe autour des grands corps de migmatites.

Les gneiss homogènes et nébulitiques ont généralement un grain grossier (2–4 mm.); leur structure est granoblastique ou porphyroblastique et leur composition moyenne est celle d'une diorite quartzifère ou d'une granodiorite, avec des zones plus franchement dioritiques ou granitiques. La proportion des éléments sombres ne dépasse jamais 10 %; l'analyse minéralogique nous montre:

Plagioclase: généralement plus de 50 % du volume total; composition variant entre An5 et An25; toujours saussuritisé et parfois fortement albitisé.

Feldspath potassique: pas toujours présent; il s'agit principalement de microcline accompagné parfois d'orthose.

Quartz: toujours abondant avec extinction roulante.

Muscovite: très régulièrement présente, environ 5 % du volume total de la roche.

Biotite-chlorite-épidote: généralement présents, mais toujours en petites quantités.

Minéraux accessoires ou accidentels: apatite, sphène-leucoxène, allanite liée à l'épidote, carbonates toujours d'origine secondaire, magnétite et limonite, zircon et rutile liés à la biotite.

On note généralement de la microperthite, des micropegmatites et des signes d'albitisation.

La radioactivité de ces gneiss est relativement élevée, conformément à ce que l'on peut attendre de la part d'une roche dont la composition est proche de celle d'un granite (H. et G. Termier, 1956; E. Raguin, 1957).

E - Les pegmatites.

Dans ce travail, le terme de «pegmatite» est utilisé dans la même acception que dans l'étude que H. Ramberg (1956) a consacré aux pegmatites des régions situées entre Godthåb et Egedesminde. Les conclusions auxquelles ce dernier parvient trouvent presque toutes une excellente vérification dans la région que nous avons étudiée. Il nous semble inutile de reprendre en détail, après H. Ramberg, la description et la discussion des nombreux types de pegmatites que l'on rencontre dans les chaînes précambriennes du Groenland; il suffira de souligner rapidement certains aspects et certaines caractéristiques qui se rapportent plus particulièrement aux roches que nous avons observées:

Pegmatites des schistes verts: ce sont des filons et masses généralement discordants, de grande taille, montrant un contact très tranché avec les schistes et toujours riches en muscovite, à tel point que l'on a parfois au centre de la pegmatite une zone presque monominérale à muscovite dont les paillettes peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre et sont arrangées dans un plan parallèle à celui du filon de pegmatite.

Pegmatites du gneiss agmatitique: on note très souvent des plis ptygmatitiques dans les pegmatites discordantes de ce type (fig. 11);

elles sont également riches en muscovite et peuvent atteindre des dimensions considérables (voir également le chapitre «Gneiss agmatitique»).

Pegmatites du gneiss rubané: elles sont soit concordantes avec des textures boudinées ou en «pinch-and-swell» (H. RAMBERG, 1955), soit discordantes avec des plis ptygmatitiques.

Pegmatites du gneiss homogénéisé: elles sont généralement plus rares; leur contact avec le gneiss est presque diffus; elles sont souvent en étroite relation avec les reliques basiques.

«*Pegmatite du Gaffelsø*»: il s'agit d'un filon de type particulier, composé de 80–95 % de quartz et, pour le reste, de chlorite, plagioclase et minéraux opaques, qui se suit sur plus de 10 km. (C. H. EMELEUS, rapport cité, a retrouvé entre les deux granites des roches très quartzeuses qui représentent probablement la prolongation orientale de la pegmatite du Gaffelsø); cette pegmatite s'est mise en place le long d'une importante zone de cassure et elle est postérieure à la phase principale de migmatitisation et de pegmatitisation (voir partie IV: «Tectonique»).

Pegmatites et filons de quartz sanérutiens: voir dans la partie III, le chapitre «Amphibolites Discordantes».

Composition: les divers types de pegmatites énumérées ci-dessus sont semblables. Ils ne diffèrent que par la proportion des minéraux d'importance secondaire. La structure est granoblastique et, plus rarement porphyroblastique; le plagioclase varie dans les limites de l'oligoclase, il est parfois saussuritisé et albitisé; le microcline et l'orthose ne sont pas toujours présents et n'occupent jamais plus de 10 % du volume total; le quartz montre toujours une extinction roulante, il peut être très abondant ou même être le seul constituant de certains petits filons; toutes les pegmatites nous montrent de la microperthite ou de la perthite, plus rarement une micropegmatite ou de la myrmékite; la muscovite est généralement présente en proportions variables; la chlorite, la biotite et l'épidote sont souvent représentées, mais en petites quantités; la calcite est courante et toujours nettement secondaire; le sphène-leucoxène et l'apatite sont presque toujours présents parmi les minéraux accessoires. Des minéraux moins communs sont parfois abondants dans les pegmatites: la tourmaline est souvent présente dans des petits filons de quartz discordants qui se rencontrent dans toutes les roches de la suprastructure et de l'infrastructure; l'abondance des minéraux opaques (magnétite, ilménite, oligiste) dans de nombreuses pegmatites rend compte de la haute teneur en fer de certaines régions (gneiss à traînées basiques au NE du granite septentrional, par exemple), phénomène analogue à celui signalé par H. PAULY (1948) dans le district d'Hol-

Fig. 11: E du pt. 1018. Dans le gneiss agmatitique, grosse pegmatite discordante à plis ptygmatitiques, comprise entre deux corps pegmatitiques plus ou moins concordants qui enserrent une relique de schistes basiques. Photo M. Weidmann.

steinsborg; l'allanite est également abondante dans les pegmatites discordantes de certaines zones où le gneiss en contient lui-même des quantités anormalement élevées (région comprise entre Tigssaluk fjord et les points 660–700; région des lacs 545–530–580, au NE du granite septentrional); ces observations rejoignent celles que H. Ramberg (1956) a faites dans la région de Ameralik fjord (Godthåb district); d'autres minéraux ont été plus rarement rencontrés dans les pegmatites et toujours en très petites quantités: hornblende verte, grenat, monazite, lépidomélane, molybdénite, galène, pyrite, chalcopyrite, bornite, fluorine, zircon.

Dans quelques rares cas, nous avons observé en bordure de petites pegmatites discordantes dans les divers gneiss, des concentrations de biotite, chlorite et amphibole sur une largeur de quelques centimètres; ces phénomènes pourraient être assimilés à des minuscules fronts basiques semblables, toutes proportions gardées, à ceux que J. Haller (1956b) signale au pourtour des grands corps de migmatites du Nunatakker Land (Groenland oriental).

Une veine de tourmaline bordée d'une zone acide à feldspaths et surtout quartz et à contacts diffus avec le gneiss encaissant (1,5 km. au SW du Lac 435, SW de la région étudiée), représente le seul cas observé

qui pourrait se rapporter à une «extraction areolae» selon la définition de H. RAMBERG (1956, p. 199 et Pl. 8, fig. 4).

En moyenne, les pegmatites banales ne sont pas plus radioactives que les gneiss homogènes et nébulitiques; par contre, celles qui contiennent, même en petites quantités, de l'allanite, de la monazite ou du zircon ont une radioactivité beaucoup plus élevée.

Génèse: le problème de la génèse des divers corps de pegmatites que l'on trouve dans les régions de migmatites rejoint celui de la formation du granite: il est loin d'être résolu! De nombreux auteurs ont proposé divers processus: migration de matière à l'état ionique ou moléculaire, à travers les réseaux cristallins ou le long des espaces intergranulaires, apport de solutions d'origine magmatique ou métasomatique, ou encore formées aux dépends de la roche-hôte, nécessité de conditions thermodynamiques particulières, présence d'un accident préexistant tel que diaclase, plan de schistosité, relique basique, etc. . . . En se basant plus ou moins sur ces divers processus, on a élaboré des classifications et établi les critères qui permettraient, sur le terrain et en laboratoire, de déterminer la génèse des différents types de pegmatites; citons, parmi d'autres, les travaux de G. E. GOODSPEED (1940), R. PERRIN et M. ROUBAULT (1949 et 1952), B. C. KING (1948), E. NIGGLI (1952), A. SAN MIGUEL ARRIBAS (1955b), H. RAMBERG (1956), etc. . . . Mais aucun de ces schémas logiques et simples ne parait satisfaisant lorsqu'on examine soigneusement sur le terrain l'ensemble des pegmatites d'une région, c'est pourquoi il faut être bien conscient du fait que «les formes actuelles ne peuvent pas être expliquées par des mécanismes simples» (C. E. WEGMANN, 1959). Une origine mixte et complexe des pegmatites a souvent été mise en évidence (par exemple J. G. DENNIS, 1952; A. DEMAY, 1952); les conclusions récentes de R. A. CHADWICK (1958) nous semblent s'appliquer parfaitement aux pegmatites de la région que nous avons étudiée:

1) il est très rare de pouvoir déterminer exactement le mode d'emplacement des pegmatites à l'aide de tous les critères nécessaires;

2) les processus de mise en place sont très nombreux et très diversifiés;

3) plusieurs processus peuvent se combiner, dans le temps et dans l'espace, pour aboutir à la formation d'une même pegmatite.

Nous verrons plus loin (partie IV: «Tectonique») l'âge et le rôle des diverses pegmatites dans l'orogénèse kétilidienne et dans l'évolution postérieure de la région.

Partie II:

LES ROCHES ULTRAMAFIQUES

1. Introduction.

D'après leur répartition, leur forme et leurs dimensions, les roches ultramafiques de notre région peuvent se subdiviser en quatre catégories:

1 – les lentilles de la zone du Gaffelsø.
2 – les lentilles isolées dans les gneiss.
3 – le système de sills et lentilles du domaine des schistes verts.
4 – les trois massifs importants du domaine des schistes verts: pt. 860, lac 510, pts. 635–675.

Ces quatre catégories sont trop schématiques, car toutes les roches ultramafiques sont liées entre elles. Pour la commodité de l'exposé, nous conserverons néanmoins cette subdivision et nous donnerons au chapitre 5 un essai de synthèse qui corresponde aux faits observés sans aller trop loin dans le domaine de l'hypothèse.

2. Les lentilles de la zone du Gaffelsø.

Elles sont en général de trop faibles dimensions pour pouvoir être portées sur une carte à petite échelle, si bien que nous allons rapidement situer les affleurements observés:

– 250 m. au N de la rive W du lac 580, E des granites: une petite lentille de 10 m² environ.

– rive E du Gaffelsø: cinq petites et moyennes lentilles dont deux ont plus de 4000 m².

– grande presqu'île au SW du lac 685: six lentilles de dimensions moyennes dont une atteint 150×20 m. environ.

– 1 km. à l'ESE du pt. 665: une petite lentille de 2×5 m.

– rive S du Gaffelsø, au S de la grande île: trois lentilles de dimensions moyennes.

– à 900 m. à l'WSW du pt. 1130 (entre les deux granites) et à 800 m. au S du lac 410 (granite S), C. H. Emeleus (rapport cité et

communication personnelle) a noté plusieurs lentilles dont la position et l'allure sont semblables à celles des lentilles décrites ci-dessus, mais dont la composition est assez différente. Nous reviendrons plus loin sur ce point.

Au total 35 lentilles environ ont été examinées dans une zone de 18 km. de long et de 2 km. de large; il est très probable qu'il en existe d'autres qui ont échappé aux méthodes de lever rapide utilisées dans cette région.

Sur le terrain les ultramafites se présentent de la façon suivante:

– lentilles de forme grossièrement ovale, assez renflées dans la partie centrale ou présentant tous les caractères d'un sill lorsque leur longueur dépasse une cinquantaine de mètres; les lentilles sont presque toujours concordantes avec la foliation du gneiss encaissant pour autant que leur forme renflée et parfois irrégulière permette de dire avec précision s'il y a concordance ou pas; dans quelques cas, la discordance est de 5–10°, très rarement de 20° ou plus; elles montrent un réseau non orienté de diaclases qui sont souvent occupées par des paillettes de biotite arrangées parallèlement au plan de la cassure.

– patine assez sombre contrastant nettement avec le gneiss encaissant de couleur claire; la teinte dominante est le vert foncé, avec des nuances bleues, noires ou brunes; on observe, surtout sur les lentilles de grandes dimensions, des taches nuageuses rouges, orangées ou beiges; cette teinte brun clair à rouge de la patine a souvent été signalée dans les régions nordiques, par exemple par P. HAAPALA (1936) en Carélie et par S. FOSLIE (1931) vers le fjord d'Ofoten, Norvège. La cassure est toujours de teinte sombre, généralement vert foncé, avec des passées plus ou moins grises, bleutées ou noires.

– la roche est dense et homogène, sa dureté varie selon les proportions de talc, de carbonate et de serpentine; paradoxalement les ultramafites résistent mieux à l'érosion que le gneiss encaissant (probablement à cause de leur texture plus homogène), si bien que les lentilles forment des «dos de baleine» typiques qui dépassent de 1–5 m. la surface moyenne du gneiss, ce qui permet de les identifier très facilement de loin; elles montrent souvent des stries et des cannelures glaciaires.

– le contact entre la lentille et le gneiss encaissant n'est pas souvent visible; cette zone de quelques décimètres est presque toujours en creux et recouverte de blocs et de cailloutis. Les contacts visibles sont toujours francs et ne montrent pas trace de métamorphisme de contact.

– dans la zone du Gaffelso, plusieurs lentilles d'ultramafite sont coupées par des dolérites de Gardar (BD); malheureusement les contacts sont toujours masqués par les arènes d'altération du filon.

– lorsque les lentilles sont coupées et déportées par des cassures N10–30 E ou lorsqu'elles affleurent dans les mylonites EW, elles sont toujours fortement diaclasées ou même schistifiées selon l'orientation de la cassure ou zone de cassures; les miroirs de faille nettement délimités et ces zones schistifiées sont souvent transformées en soapstone (cf. ci-dessous).

Sous le microscope[1]), les plus grosses lentilles nous montrent une composition à peu près semblable à celle d'une lentille de 20×50 m. située sur la rive S du Gaffelsø: serpentine 61 %, carbonates 17 %, chlorite 8 %, minéraux opaques 8 %, amphibole 4 %, talc 2 %; la structure de la pâte serpentineuse est désordonnée, très rarement «en filet» (mesh-structure), avec des résidus hétéroblastiques et déchiquetés de carbonates, chlorite et amphibole.

La serpentine est principalement composée d'antigorite; la composition des carbonates n'est pas constante mais elle varie selon les lentilles depuis une calcite presque pure jusqu'à des minéraux proches de l'ankérite ou de la magnésite; la chlorite est soit du clinochlore, soit de la pennine (cf. H. H. Hess, 1933); les minéraux opaques comprennent la magnétite, la titano-magnétite et la pyrite; les diagrammes de rayons X n'ont jamais révélé la présence de chromite; l'amphibole n'a pas non plus une composition bien établie et varie entre l'actinote, la trémolite et la hornblende verte (cf. H. H. Hess, 1933).

D'autres lentilles plus petites ont été davantage transformées par la granitisation et contiennent moins de serpentine et de carbonates et beaucoup plus de chlorite, de biotite et d'amphibole, la proportion de minéraux opaques est également plus faible (2–4 %); exceptionnellement on y trouve un peu de limonite et d'apatite; la structure est hétéroblastique ou lépidoblastique, parfois nettement cataclastique.

Une petite lentille sur la rive E du Gaffelsø présente une composition assez curieuse: serpentine 57 %, biotite 32 %, tourmaline 10 %, magnétite et pyrite 1 %; la tourmaline est abondante surtout sur les bords de la lentille où elle forme des prismes isolés longs de 8–10 mm. ou des amas à texture rayonnante comme les piquants d'un oursin. Il faut encore noter que le gneiss biotitique encaissant ne contient pas de tourmaline. La présence de tourmaline dans les roches ultramafiques n'a été que très rarement signalée (T. du Rietz, 1935; H. B. Wiik, 1953); d'après H. J. Koark (1950), sa formation à partir du bore primitivement contenu dans le «magma basique» est rendue possible par des réactions hydrothermales ou pneumatolytiques postérieures à la mise en place de l'ultramafite et qui, dans le cas présent, devraient être mises

[1]) Toutes les analyses minéralogiques qui vont suivre ont été faites à l'aide de l'intégrateur planimétrique de Leitz.

en relation avec l'une des nombreuses phases de minéralisation et de pegmatitisation qui ont affecté l'ensemble des roches de la région; mais on peut se demander pourquoi une seule lentille a été affectée par ces réactions; d'après C. H. EMELEUS (communication personnelle), il ne semble pas que l'on puisse rendre le granite tout proche responsable d'une telle minéralisation en tourmaline, car ce dernier n'en contient pas ou pratiquement pas. La question reste donc pendante.

Les quelque six lentilles notées par C. H. EMELEUS sont très semblables à celles qui se trouvent autour du Gaffelsø, mais on y trouve de l'olivine plus ou moins serpentinisée, ce qui est tout à fait exceptionnel. Deux explications nous semblent possible:

1) ces roches sont en relation avec les péridotites à mica et carbonates qui forment des sills autour et à l'intérieur des granites; dans ce cas, elles n'ont rien à voir avec les ultramafites de la zone du Gaffelsø.

2) ces roches sont des serpentinites du même type que celles du Gaffelsø et la présence d'olivine est due à un métamorphisme de contact causé par le granite tout proche; C. DURRELL (1940) a signalé la formation d'olivine dans des serpentinites près de leur contact avec un massif intrusif de monzonite quartzique.

Le manque de données précises m'empêche de trancher cette question.

Sur la rive S du Gaffelsø, au S de la grande île, nous avons observé un magnifique exemple de contact entre une ultramafite et une pegmatite discordante quartzofeldspathique de 0,5–1 m. de puissance; le glacier a parfaitement nettoyé l'affleurement et y a taillé une coupe naturelle verticale qui est figurée schématiquement sur la fig. 12:

1) ultramafite à patine orange de 1 mm. d'épaisseur, cassure gris bleuté, diaclasée, composition semblable à celle donnée ci-dessus (lentille de 20×50 m., rive S du Gaffelsø).

2) en contact nettement tranché avec 1), zone de teinte gris bleu, très tendre, composée principalement de talc 78 %, chlorite-pennine 18 %, minéraux opaques 3 %, serpentine et apatite 1 %; la structure est désordonnée avec parfois un vague arrangement lépidoblastique des paillettes de chlorite.

Cette composition correspond au «Godthåb type soapstone» de H. B. WIIK (1953).

3) en contact assez tranché avec 2), zone d'épaisseur très variable, de teinte verte, composée d'un enchevêtrement granoblastique de gros prismes d'actinote 71 %, de biotite plus ou moins chloritisée 26 %, de minéraux opaques et accessoires (apatite, zircon) 2 % et de quelques nids de talc 1 %.

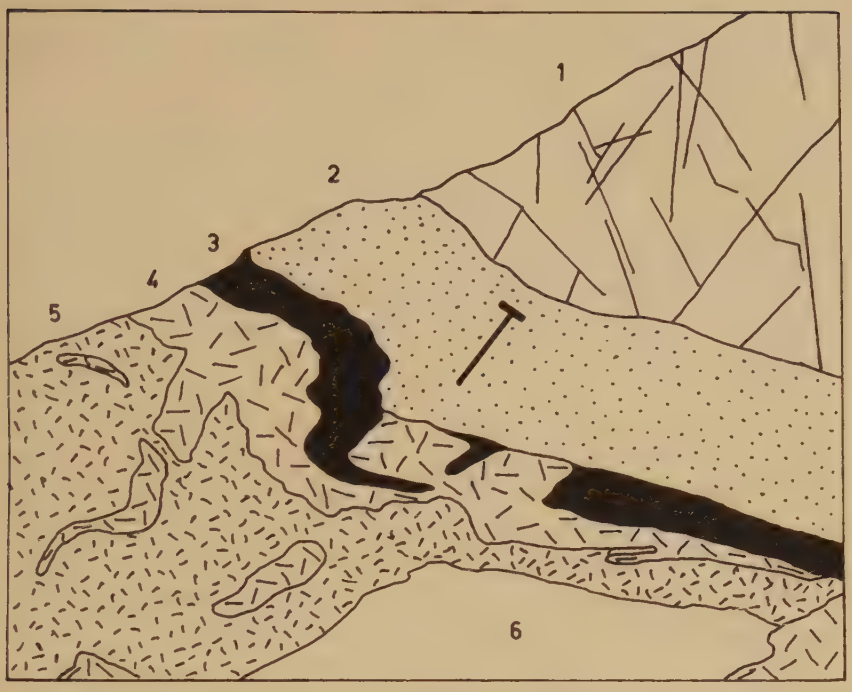

Fig. 12: Rive S du Gaffelsø, au S de la grande île. Contact avec zones de réaction entre une lentille de serpentinite et une pegmatite discordante quartzofeldspathique. Pour la légende, voir le texte du chapitre «Les lentilles de la zone du Gaffelsø». Dessin d'après photo.

Au passage de 3) à 4), on note une diminution de la quantité d'actinote (29 %), qui a tendance à s'altérer en biotite (6 %), au profit du matériel pegmatitique: quartz 16 %, oligoclase An15 45 %, orthose 3 %, minéraux opaques et accessoires 1 %; la structure est granoblastique.

4) est une pegmatite typique à structure granoblastique, avec oligoclase An15 78 %, quartz 17 %, orthose 2 %, biotite-séricite-tourmaline 3 %.

La pegmatite s'enrichit localement en biotite jusqu'à devenir une biotitite (5) presque pure avec, en moyenne, 95 % de biotite en paillettes toujours froissées ou même déchiquetées, le reste étant composé de quartz, hornblende verte, minéraux opaques et zircon.

6) gneiss rubané à amphibole et biotite dont le contact avec la pegmatite 4)–5) est assez diffus.

De telles zones de réaction sont depuis longtemps connues et ont été souvent décrites, notamment par H. H. Read (1934) et M. S. Amin (1952) dans les îles Shetland, P. Haapala (1956) en Carélie, T. du Rietz

(1935) en Suède, C. FAESSLER et M. S. BADOLLET (1947) au Canada, H. B. WIIK (1953) en Scandinavie, J. F. G. WILKINSON (1953) dans le Queensland, C. S. ROSS, M. D. FOSTER et A. T. MYERS (1954) en Caroline du Nord, etc. . . .; une étude très détaillée de ces phénomènes a été publiée en 1936 par A. H. PHILLIPS et H. H. HESS et les observations que nous avons faites correspondent tout à fait au «high temperature type of metamorphic differenciation» défini par ces derniers auteurs.

Nous reviendrons plus loin sur ces zones de réaction dont nous n'avons observé qu'un seul exemple net dans les serpentinites de la zone du Gaffelsø, mais qui sont très courantes dans les ultramafites du domaine des schistes verts.

D'après les observations détaillées de terrain, la position des lentilles dans la zone passablement tectonisée du Gaffelsø et les propriétés physiques des serpentinites par rapport aux gneiss encaissants (plasticité plus grande notamment), nous avons là des «tectonic lenses» selon la définition de A. A. SORSKII (in A. SCHEIDEGGER, 1958, p. 258).

Notons pour terminer que l'on trouve plus vers l'W d'autres lentilles d'ultramafite qui prolongent ainsi de quelques kilomètres la zone du Gaffelsø (S. AYRTON, communication personnelle).

3. Les lentilles isolées dans le gneiss.

On ne trouve aucune lentille de serpentinite au S de la zone du Gaffelsø, exception faite de celles qui se trouvent au S et à l'E des granites et qui ont été comprises dans cette dite zone.

Par contre, les gneiss de la partie septentrionale de la région étudiée contiennent plusieurs lentilles de serpentinite ou de roches connexes:

– au S du pt. 280, dans la paroi dominant Sermiligârssuk fjord: une lentille de 10×4 m., parfaitement concordante, à patine orange-brun sombre, composée principalement de talc et d'amphibole avec un peu de serpentine et de carbonate («tremolite soapstone» de H. B. WIIK, 1953), très tectonisée car elle se trouve tout près de la grande faille N60E qui sépare les gneiss rubanés des schistes agmatitiques et des schistes verts.

– rive N du lac situé au NW de Lysefjeld: une lentille de 10×15 m., nettement interstratifiée dans le gneiss rubané à amphibole et biotite; elle ne contient presque pas de serpentine, mais uniquement des zones plus ou moins enchevêtrées de «carbonate soapstone» (H. B. WIIK, 1953) et de bandes à texture grossière composées d'actinote, de biotite et de magnétite.

– dans le gneiss homogène de la région comprise entre les deux lacs 665 et le pt. 735, nous avons noté quatre petites lentilles de 3–35 m²

environ, dont deux semblent assez discordantes par rapport à la vague foliation du gneiss; toutes ces lentilles sont très fortement schistifiées et altérées: une seule contient encore un peu de serpentine, les autres sont transformées en talc, chlorite, amphibole, biotite et carbonate; on note fréquemment des petits cubes et dodécaèdres de pyrite dans les zones plus ou moins monominérales à talc.

Dans les régions comprises à l'E et à l'W de la région que nous avons étudiée, on trouve accidentellement des lentilles d'ultramafite isolées dans le gneiss, ceci depuis la péninsule de Nordre Kangeq à l'W jusque dans les gneiss situés au N d'Arsuk fjord à l'E (L. F. Bonnard, communication personnelle).

4. Le système de sills et lentilles du domaine des schistes verts.

La fig. 13 montre la répartition des sills et des lentilles dans les schistes verts; ils forment deux faisceaux de part et d'autre du massif gneissique du pt. 1018, sont presque toujours concordants et suivent les replis et inflexions des schistes.

Sur le terrain, ces roches présentent des caractères bien définis qui permettent de les localiser et de les suivre très facilement sur de longues distances.

La patine est orange vif tirant parfois sur le brun ou sur le beige; la croûte d'altération mesure 1–5 mm. d'épaisseur. Les lentilles et les sills donnent des affleurements aux formes douces, souvent bien polis par le glacier; les diaclases sont nombreuses et bien marquées, mais il ne semble pas que l'on puisse les rapporter à un système régulièrement orienté.

Les lentilles sont de dimensions très variables, depuis quelques m^2 jusqu'au passage à un véritable sill de plusieurs centaines de mètres de longueur; les sills ont de 2 à 25 m. de puissance, en moyenne de 10 à 15 m. On observe très souvent le passage d'un sill à un «train de lentilles» alignées dans le même plan, sans que l'on puisse, d'après les observations de terrain, mettre en évidence les causes de ce changement dans le mode d'affleurement; ce phénomène peut être assimilé au «boudinage en grand» d'un banc rigide (le sill ultramafique) compris entre des couches plus plastiques (les schistes verts); une lentille située à l'W du pt. 1018 est presque entièrement dégagée de sa «gangue» de schistes verts et forme une masse isolée de $70 \times 30 \times 3$ m.; nous voyons ainsi que les réactions du sill primitif aux contraintes exercées au cours de l'orogénèse se sont faites selon deux directions perpendiculaires, si bien que l'ensemble des lentilles doit se présenter dans l'espace comme une gigantesque

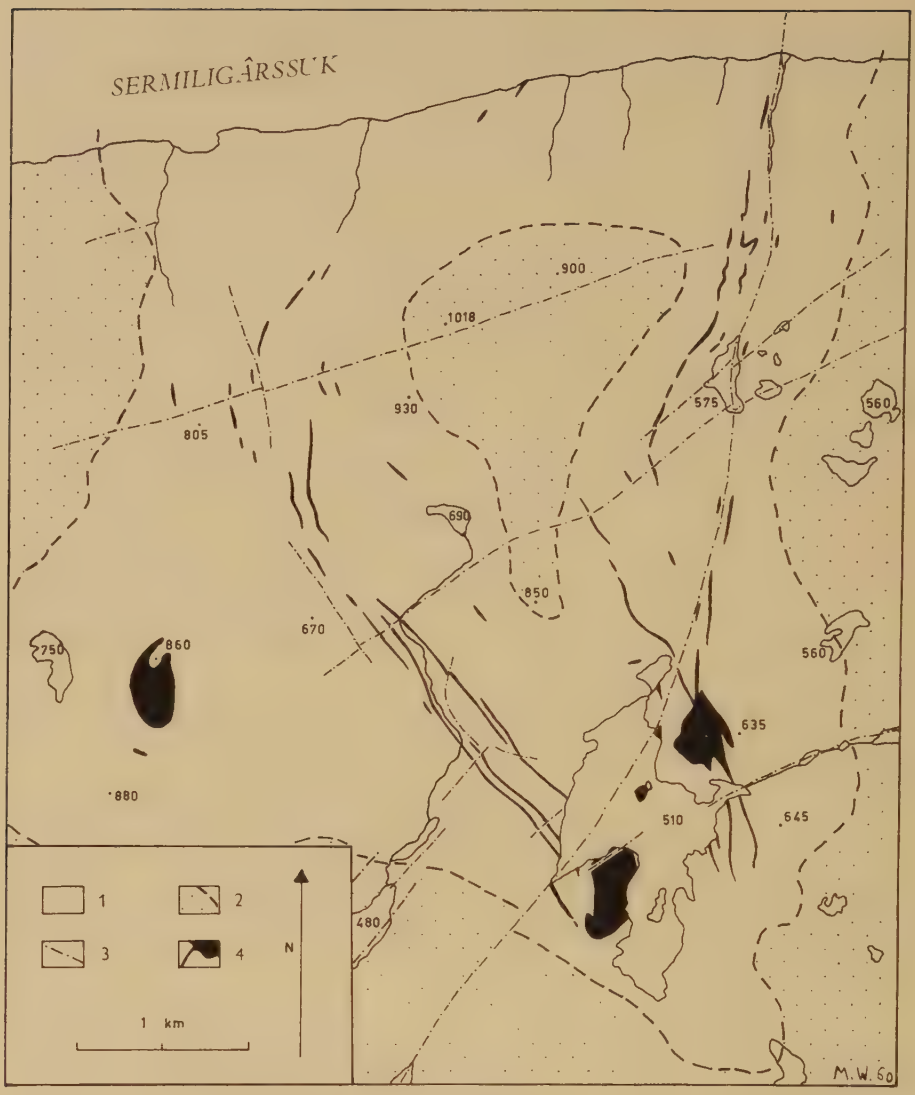

Fig. 13: Carte schématique montrant la répartition des roches ultramafiques dans les schistes verts:

1) Schistes verts.
2) Gneiss divers et limite approximative gneiss-schistes verts.
3) Cassure.
4) Massifs, sills et lentilles d'ultramafites; la largeur des sills et des lentilles a été légèrement exagérée sur ce dessin.

tablette de chocolat (C. E. WEGMANN, 1932; E. CLOOS, 1947; H. RAMBERG, 1955; L. U. DE SITTER, 1958, fig. 1). Il est difficile de dire si les contraintes exercées sur les sills furent des efforts de tension ou de compression; l'examen des lentilles et des schistes encaissants ne permet pas

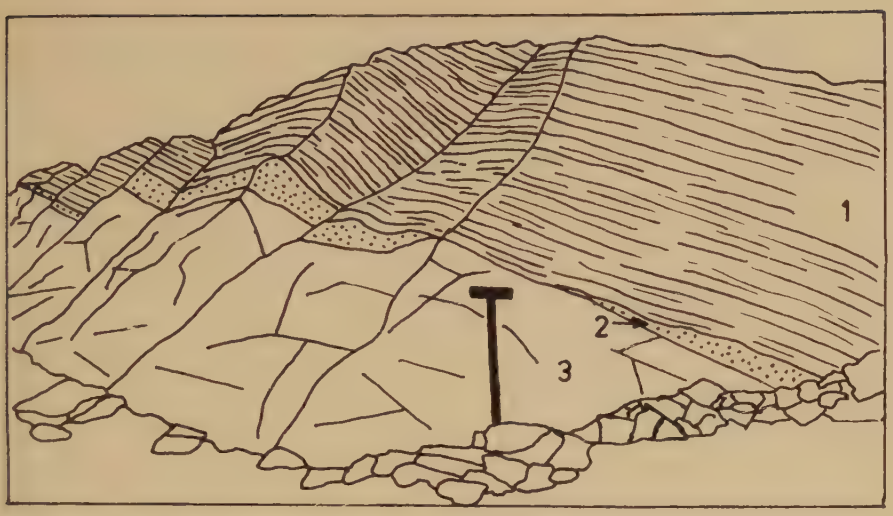

Fig. 14: 800 m. au SW de Bikuben. Contact concordant entre un sill d'ultramafite (3) et des schistes basiques sombres et finement lités (1). Le contact est localement souligné par des minces bandes claires riches en talc-actinote (2). Dessin d'après photo.

de trancher la question, mais il est probable que tension et compression ont, dans le cadre de la tectonique locale, tous deux causé des phénomènes de boudinage sur les sills ultramafiques. En conclusion nous pouvons dire que les roches ultramafiques semblent un peu plus rigides que les schistes encaissants, cependant cette différence de plasticité est faible, car on observe souvent que les sills suivent très exactement les replis, même prononcés, des schistes (W du lac 530, fig. 13) sans pour autant montrer le moindre signe de boudinage ou de «pinch-and-swell structure».

On constate la présence de sills et de lentilles dans tous les types de schistes verts avec, semble-t-il, une assez grande abondance dans les zones rouillées. L'association couramment décrite et connue sous le nom de «Trinité de Steinmann» (G. Steinmann, 1927) n'a jamais été nettement observée; les laves en coussins sont probablement présentes (voir le chapitre «Les roches de la suprastructure ou schistes verts»), mais nous n'avons jamais pu identifier des textures de pillow dans les schistes basiques à proximité immédiate des sills, lentilles ou massifs d'ultramafite. Quant aux radiolarites, il est bien évident qu'elles ne sauraient exister car le géosynclinal kétilidien est beaucoup plus ancien (S. Moorbath, R. K. Webster et J. W. Morgan, 1960, donnent un âge de 1590 MA pour la période sanérutienne) que l'apparition des premiers Radiolaires, estimée à environ 520 MA par H. et G. Termier (1959) ou un peu plus ancienne selon d'autres auteurs.

Les contacts ultramafite-roche encaissante sont le plus souvent concordants, nettement tranchés (fig. 14) et sans la moindre trace d'indura-

tion des schistes ou d'un autre type de métamorphisme de contact tel que la carbonatisation des roches encaissantes signalée notamment par J. F. G. WILKINSON (1953); ils présentent par contre des phénomènes de différenciation métamorphique avec une suite de zones plus ou moins monominérales et parallèles au contact (voir le chapitre «Les lentilles de la zone du Gaffelso» et ci-dessous); ces zones de réaction sont toujours développées là où le contact est marqué par des phénomènes de laminage, de friction et de microplissement. De tels contacts tectonisés sont considérés par G. HIESSLEITNER (1951–1952) comme secondaires et dus aux activités tectoniques postérieures à la mise en place de la serpentinite, les contacts intrusifs primaires avec les sédiments n'étant, d'après lui et d'après E. KÜNDIG (1956b), presque jamais visibles; N. L. TALIAFERRO (1943) y voit un effet de l'augmentation du volume de la roche primitive à la suite de sa serpentinisation; il nous semble que ces petits accidents datent, en partie, de la mise en place du sill qui s'est introduit dans les sédiments en les soulevant sans les traverser et, en partie, du plissement de la suprastructure qui a localement boudiné les sills ultramafiques.

On observe parfois au milieu d'un sill des bandes de schistes verts qui peuvent se suivre sur plusieurs dizaines de mètres et sont souvent boudinées ou microplissées; on note également dans un même sill des bifurcations, des brusques étranglements, des variations d'épaisseur, des changements subits dans le mode d'affleurement (sill concordant, puis discordant sur quelques mètres avec un angle de 10–30° par rapport à la stratification des schistes, puis à nouveau concordant); tous ces faits concordent avec les définitions d'un sill mis en place au sein de sédiments encore meubles (N. L. TALIAFERRO, 1943; C. DURRELL, 1940, etc. . . .) et l'allure foisonnante et assez irrégulière des ultramafites serait, d'après S. MUNCK (1945), l'indice d'une intrusion à faible profondeur sous la surface des sédiments.

Les réactions par différenciation métamorphique sont très nombreuses et parfois très spectaculaires dans les serpentinites du domaine des schistes verts. Ces processus sont courants dans les régions métamorphiques et leur importance a souvent été notée, par H. H. READ (1957) notamment. Elles sont localisées, d'une part, au contact entre les ultramafites et les pegmatites discordantes qui les coupent et, d'autre part, dans les zones tectonisées qui contrôlent et canalisent la migration des éléments liés au métamorphisme (A. H. PHILLIPS et H. H. HESS, 1936; M. S. AMIN, 1952). Les zones de réaction sont du même type que celle déjà décrite précédemment, avec cette différence que la zone à biotite est généralement peu développée ou même absente; les zones monominérales et parallèles au contact se succèdent sur une beaucoup plus grande largeur (jusqu'à 5 m. pour l'ensemble des zones à talc et actinote dans le cas du sill dont une large pegmatite suit la bordure NE,

rive NW du lac 510, fig. 15). Il est fréquent de constater la transformation totale de la serpentinite primitive en soapstone (lentille de 30 × 70 m. presque uniquement composée de talc) ou en actinote (lentilles de 2–5 m², de couleur vert pomme, composées d'actinote massive, isolées dans une pegmatite ou dans les schistes).

Une observation intéressante nous permet de préciser le processus de formation des zones de réaction et de certaines pegmatites de granitisation: une petite pegmatite discordante, uniquement quartzofeldspathique, coupe une lentille à serpentine-carbonate et, là où aurait passé la roche ultramafique, s'enrichit brusquement de très nombreuses et très fines paillettes de biotite; il semblerait donc (H. Ramberg, 1956) que les éléments acides qui ont formé cette pegmatite se sont mis en place par diffusion et qu'ils ont assimilé «in situ» la serpentinite, ceci sans aucun mouvement de l'ensemble de la roche.

L'âge de la plupart des réactions par différenciation métamorphique est très probablement le même que celui de la phase principale de pegmatitisation (Kétilidien): elles sont synorogéniques et symmigmatitiques, car on observe fréquemment au contact ultramafite-roche encaissante des zones de réaction microplissées et soulignées par d'étroites bandes blanches et vertes à talc et actinote; toutes les failles qui coupent les serpentinites et qui sont datées avec précision de la période de Gardar se contentent de casser et de schistifier l'ultramafite, alors que certaines failles plus anciennes (probablement sanérutiennes ou kuanitiques, mais non datées avec précision) ont non seulement mylonitisé les serpentinites qu'elles coupaient, mais aussi favorisé le passage d'éléments acides qui ont causé des réactions de différenciation métamorphique.

Le cas particulier des veines et diaclases à remplissage de carbonate, talc-carbonate, actinote, asbeste-talc pourrait, selon A. H. Phillips et H. H. Hess (1936), être assimilé à des phénomènes de différenciation métamorphique, alors que G. Hiessleitner (1951–1952) y voit plutôt l'effet d'une remobilisation de solutions ultramafiques due à des actions hydrothermales; ces veines et diaclases se trouvent aussi bien dans les bords qu'au centre des sills et lentilles; elles atteignent plusieurs mètres de longueur et jusqu'à 40 cm. de largeur. Elles sont assez rares dans les sills et presque inexistantes dans les lentilles, c'est pourquoi nous examinerons plus en détail cette question au cours du chapitre suivant.

Nous avons déjà vu plus haut quel était le comportement des sills et lentilles d'ultramafite vis-à-vis des failles et des pegmatites. Voyons maintenant ce que l'on observe lorsqu'ils sont coupés par des petits filons doléritiques de la période de Gardar (BD) qui ne dépassent pas 5 m. de puissance; de nombreux recoupements de ce genre sont visibles, notamment au NW du lac 510, alors que les recoupements des sills par des

filons plus larges sont toujours masqués par l'arène d'altération de ces derniers. Les phénomènes de métamorphisme de contact sont les suivants:

– sur la surface de contact et sur les diaclases très proches et parallèles à ce contact, on a un placage de plusieurs cm. d'épaisseur et des remplissages géodiques de calcite blanche, de serpentine xyloïde (S. CAILLÈRE, 1936) et de magnétite: la surface de contact porte également des stries horizontales, indice du mouvement de réajustement des épontes après la mise en place de la dolérite.

– sur une largeur de 20–30 cm. à partir du contact, la serpentinite est transformée en une cornéenne noire et compacte dans laquelle le microscope révèle environ 30 % de minéraux opaques en minuscules grains dispersés dans une pâte cryptocristalline à carbonate, talc, serpentine (?) et chlorite (?).

– ensuite, sur une largeur de 1 m. environ, l'ultramafite est fortement diaclasée en une quantité de petits parallélépipèdes de quelques cm. de côté; la composition minéralogique est la même que celle de la serpentinite intacte, mais la roche semble plus dense et plus finement cristallisée, avec formation de «rosettes» de serpentine fibroradiée qui ont 3–5 cm. de diamètre.

Il s'agit là d'un métamorphisme essentiellement thermal appartenant probablement au faciès «albite-épidote-hornfels» de F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960) et dans lequel l'élévation de température a été brusque, mais de courte durée, car le magma doléritique n'est pas monté très longtemps dans les petits filons, contrairement à ce qui se passe dans les BD plus importants (voir, au chapitre suivant, la description du recoupement entre un BD de 40 m. et le massif ultramafique du pt. 860).

La composition des sills et des lentilles ultramafiques est variable; elle peut changer assez rapidement le long d'un même sill et elle dépend de l'intensité des réactions par différenciation métamorphique dont nous venons de voir les effets les plus spectaculaires localisés surtout aux bordures et dans les zones tectonisées; cependant ces réactions, qui sont dues en partie à des migrations d'éléments diffus, affectent plus ou moins l'ensemble de la roche et changent les proportions relatives de serpentine, talc, chlorite et minéraux opaques.

En présentant les résultats de l'analyse microscopique sous forme de tableaux, nous pensons mieux mettre en évidence la variabilité de la composition. Voici tout d'abord quatre coupes minces taillées dans des sills différents et dont la composition est «normale» (pour une détermination plus précise des minéraux, voir le chapitre 2):

Coupe mince No.	32871	32877	32419	32851
Serpentine	58 %	67 %	57 %	61 %
Talc	3 %	..	13 %	25 %
Carbonate	22 %	6 %	9 %	1 %
Pennine	8 %	..	..	2 %
Min. opaques	9 %	27 %	21 %	11 %

Ces roches ont toutes une cassure vert bleu très sombre mouchetée de petites taches vertes (chlorite) et de surfaces parfois assez étendues à éclat métallique (magnétite). La structure est parfois lépidoblastique, surtout lorsque la pennine est courante; mais le plus souvent la serpentine présente une structure désordonnée avec localement des structures en filet et, plus rarement, en sablier ou en grille qui sont, selon les idées classiques (T. du Rietz, 1935; P. Haapala, 1936; G. C. Selfridge, 1936; P. Routhier, 1944; R. A. Gees, 1956; J. Jung, 1958), les indices d'une pseudomorphose de péridot, mais qui, d'après V. Marmo (1956 et 1958b), ne prouvent pas nécessairement une telle pseudomorphose.

Le second tableau présente plusieurs types d'ultramafite «anormalement» enrichie en talc, carbonate et pennine, dont la couleur à la patine et à la cassure est très semblable à celle du type «normal», mais dont la structure est toujours nettement lépidoblastique:

Coupe mince No.	32879	38052	32878	32895	32872
Serpentine	32 %	5 %	13 %	56 %	44 %
Talc	40 %	94 %	36 %	11 %	1 %
Carbonate	2 %	..	36 %	2 %	..
Pennine	12 %	1 %	8 %	30 %	49 %
Min. opaques	14 %		7 %	1 %	6 %
Accessoires	rutile	..	limonite	..	apatite

Les lentilles ou zones de soapstone observées dans les schistes verts se rapportent toutes au «carbonate soapstone» ou au «Godthåb type soapstone» de H. B. Wiik (1953).

L'examen de cinq échantillons pris à quelques cm. les uns des autres, à travers une petite zone de réaction par différenciation métamorphique située au centre d'un sill, montre très nettement une augmentation progressive de la quantité de talc aux dépends de la serpentine, puis une diminution assez brusque du talc et l'envahissement de la roche par de l'actinote, d'abord en petits prismes dispersés, puis en gros porphyroblastes, pour aboutir enfin à une véritable pegmatite monominérale à actinote, dont les cristaux atteignent plusieurs centimètres de longueur. Dans chacun de ces échantillons il reste toujours une faible proportion (5 % au maximum) des autres minéraux constitutifs de l'ultramafite primitive: serpentine, carbonate, talc, pennine, minéraux opaques.

Notons pour finir la présence fréquente dans les larges sills de traînées de magnétite qui ont le même pendage que le sill lui-même; la magnétite ne forme pas des lits continus, mais plutôt des alignements de «nids» de cristaux qui ressortent en relief et en noir sur la patine orange-brune de l'ultramafite; les plans riches en magnétite peuvent mesurer plusieurs cm. d'épaisseur et se suivent sur une distance de 3 à 15 m. De telles concentrations sont très semblables à celles que G. HIESSLEITNER (1951–1952, Photoabb. 13 et 14) a signalées dans des dunites à chromite; elles pourraient être assimilées à un «primary banding», quoique H. H. HESS (1938) note que de tels phénomènes sont très rares dans les ultramafites. Parmi d'autres auteurs, R. R. COATS (1936) et F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960, pp. 304–305) ont étudié le problème des intrusions basiques stratifiées et sont parvenus aux conclusions suivantes: la clarté est loin d'être faite sur cette question, cependant il semble que tout le monde soit d'accord pour invoquer le rôle de la gravité et la présence nécessaire d'un magma[1]).

La radioactivité des roches ultramafiques est très faible et ne présente rien de particulier.

5. Les trois massifs importants du domaine des schistes verts.

La carte de la fig. 13 montre leur répartition, leurs dimensions et leurs relations avec les autres roches ultramafiques et les schistes encaissants.

A - Le massif 510.

Une bonne partie de la péninsule formant la rive SW du lac 510 est occupée par une importante masse de roches ultramafiques dont les relations avec les schistes verts sont très différentes de celles des lentilles, et dont les dimensions ne sont pas exactement déterminées; il est possible que ce massif occupe une grande partie de la surface couverte par le lac en se reliant avec les affleurements de serpentinite des deux îles et de la rive NE du lac (au contact de la faille); d'autre part, la faille N40E qui traverse le lac, ainsi que le chevauchement visible au N de la péninsule, compliquent encore la forme primitive du massif dont nous verrons plus loin le processus de mise en place.

Les roches de ce massif diffèrent peu de celles qui forment les larges sills et lentilles examinés au chapitre précédent.

[1]) La rédaction de ce travail était terminée lorsque a paru l'étude de H. H. HESS: The Stillwater Igneous Complex, Geol. Soc. Am., Memoir 80, 1960, étude qui reprend très en détail tous ces problèmes.

Fig. 15: Carte schématique, d'après les travaux de terrain, d'une partie des ultramafites (sills, lentilles et massifs) de la région du lac 510. (Siksaksø).

1) Ultramafite.
2) Pegmatite discordante quartzofeldspathique.
3) Zone de réaction par différentiation métamorphique, souvent principalement constituée par de la trémolite-actinote.
4) Schistes verts.
5) Filon doléritique de Gardar (BD).
6) Cassure importante.
7) Chevauchement avec plongement de 30—35°.
8) Pendages dans les schistes; vertical, plongement de 67—89°, de 34—66°.
9) Traînées de magnétite dans le massif 510; vertical, plongement de 67—89°.
10) Axes de microplis mesurés dans les schistes; vertical, plongement de 15—20°.
11) Zones microplissées et écrasées dans les schistes.

La péninsule occupée par le massif 510 et la rive W du lac ont été levés à l'échelle du 1:5000, alors que la massif 635—675 n'a pas été cartographié en détail.

La couleur de la patine est le plus souvent orange vif, tirant parfois sur le brun ou l'ocre; il semble que les variations de couleur dépendent de l'exposition du versant car, là où la neige persiste longtemps, la roche prend toujours une teinte orange clair ou ocre jaune.

Les affleurements ont généralement, dans les zones peu diaclasées, des formes douces, bien moutonnées par le glacier, avec de nombreuses stries et cannelures (fig. 20 et 21); les dépôts morainiques et les débris de surface sont peu abondants et la qualité des affleurements est en moyenne très bonne.

Les diaclases sont nombreuses; nous avons mesuré systématiquement leur orientation et nous l'avons reportée sur des diagrammes de Wulff pour voir si elles formaient des systèmes régulièrement orientés et pouvaient ainsi apporter des données supplémentaires au sujet de la mise en place du massif et des contraintes qu'il a subies postérieurement: malheureusement les résultats furent décevants et ne firent que confirmer l'impression première acquise sur le terrain, à savoir que les diaclases forment très localement, sur quelques centaines de m², des systèmes régulièrement orientés (fig. 16), mais que, en général, leur répartition dans l'espace est tout à fait désordonnée et n'a aucun rapport avec la forme du massif, les structures visibles dans les schistes encaissants ou une quelconque autre direction. Les diaclases sont cependant très intéressantes car, si la plupart d'entre elles sont simples comme celles de la figure 16, elles présentent parfois de fort beaux exemples de remplissages divers par des minéraux dont la texture est souvent fibreuse: chrysotile-asbeste, carbonate, talc, trémolite-actinote (néphrite), carbonate-serpentine (ophicalcite), calcite-chlorite, talc-carbonate-serpentine-chlorite; tous ces assemblages contiennent une plus ou moins forte proportion de minéraux opaques (0–20 %). De nombreux auteurs ont décrit dans les ultramafites des veines et diaclases à minéraux fibreux dont les fibres sont arrangées parallèlement («slip-fiber») ou transversalement («cross-fiber») au plan de la fissure. Les avis diffèrent quant au processus de formation: certains (S. TABER, 1924) pensent à des phénomènes de remplacement et de recristallisation plus ou moins in situ, d'autres (S. FOSLIE, 1931; S. B. KEITH et G. W. BAIN, 1932; G. W. BAIN, 1932) parlent de précipitation de solutions dans des fissures graduellement ouvertes par des forces de tension extérieures, d'autres enfin (D. R. HUNTER, 1953) mettent l'accent sur la force de cristallisation des différents minéraux qui seraient capables d'écarter les deux lèvres de la fissure. L'origine de ces solutions doit être recherchée dans les phénomènes de différenciation métamorphique (A. H. PHILLIPS et H. H. HESS, 1936) ou d'altérations hydrothermales postérieures à la mise en place de l'ultramafite (G. HIESSLEITNER, 1951–1952). Un autre fait important sur lequel il faut insister réside dans la présence nécessaire

Fig. 16: Partie centrale du massif 510. Système de trois diaclases déterminant des alvéoles en forme de pyramide dans l'affleurement de roche moutonnée. A l'arrière-plan de droite, large zone de réaction où la roche de teinte vert sombre a une texture schisteuse et contient beaucoup de trémolite-actinote. Photo M. Weidmann.

d'un réseau pré-existant de diaclases et dans les mouvements qui se font sentir pendant et après la cristallisation; G. Hiessleitner (1951–1952) pense qu'une cristallisation dans des conditions statiques permet la «cross-fiber structure», alors que, dans des conditions dynamiques, elle aboutit à la «slip-fiber structure». D'après nos observations (fig. 17), il semble que tous les processus invoqués ci-dessus se manifestent à des degrés divers, du moins dans une bonne partie des diaclases, et se combinent pour donner des formations de remplissage complexes aussi bien par leur texture que par leur composition; il est en effet courant de voir dans une même diaclase (certaines peuvent avoir plus de 10 m. de longueur et jusqu'à 40 cm. de largeur) 1) le passage du type «cross-fiber» au type «slip-fiber», 2) un certain zonage dans la composition du remplissage, 3) des contacts francs avec l'ultramafite encaissante et 4) un passage insensible de la roche banale à un remplissage en fibres parallèles; cette complexité apparaît également sous le microscope où les formations de remplissage montrent des structures de recristallisations successive, de tectonisations syn- et épigénétiques, de remplacement et de pseudomorphose. Il est en tous cas certain que tous ces phénomènes sont secondaires et ont une origine métamorphique ou métasomatique.

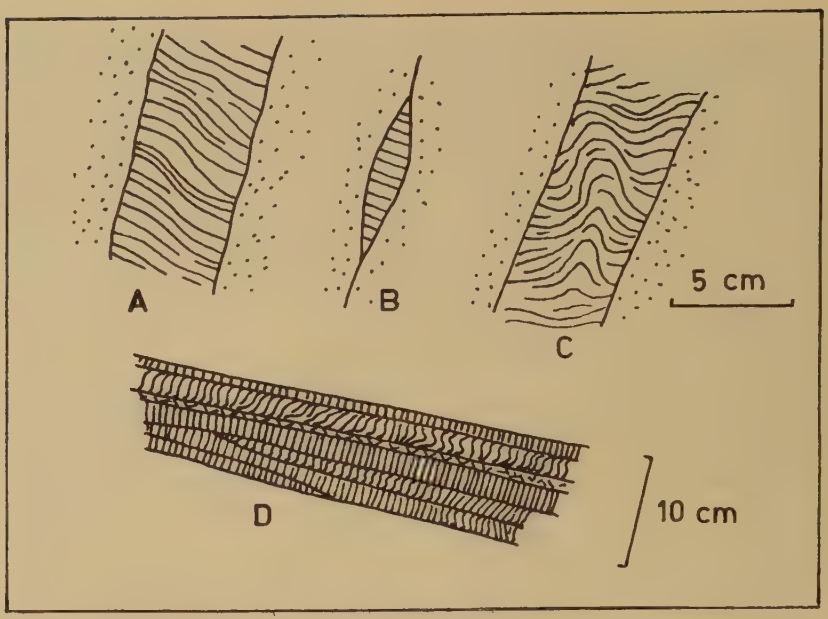

Fig. 17: Massif 510. Quatre types de remplissage de diaclase:

A – serpentine «cross-fiber» montrant un début de torsion.

B – trémolite-asbeste «cross-fiber» qui semble avoir écarté les lèvres de la diaclase en cristallisant.

C – talc-serpentine-carbonate avec fibres cassées froissées et plissées passant quelques décimètres plus loin (non figuré ici) à un remplissage d'asbeste «slip-fiber».

D – asbeste «cross-fiber» à texture complexe témoignant de plusieurs phases de croissance.

D'après des photos et croquis de terrain.

Une fois de plus, nous constatons avec C. E. WEGMANN que «les formes actuelles ne peuvent pas être expliquées par des mécanismes simples».

Le massif 510 porte de nombreuses traces de tectonisation: certains plans de diaclase ont des stries horizontales ou légèrement inclinées; de nombreuses zones, d'extension toujours restreinte (1×15 m. par exemple) ont été fortement écrasées et schistifiées; à l'intersection de deux zones très diaclasées d'orientations différentes, on observe la formation d'un véritable brèche de faille dont les éléments sont constitués par une serpentinite banale et le ciment par de l'ophicalcite mêlée de talc et de grosses paillettes de pennine; à l'extrémité NE de la péninsule, nous avons noté sur 70 m. environ deux cassures parallèles dont il est impossible de déterminer le rejet, qui ont débité la roche en fragments irréguliers, lui ont donné une curieuse patine jaune-orange clair et qui ne comportent aucune formation de différenciation métamorphique; il est donc probable que ces cassures se rattachent à la période de Gardar. La masse principale de l'ultramafite chevauche, au NW de la péninsule,

Fig. 18: Massif 510, 20 m. au NW du petit BD près de la bordure de l'ultramafite. Diaclases parallèles plissées avec l'ensemble de la roche. Photo M. Weidmann.

une zone complexe et très tectonisée qui est schématisée sur la carte de la fig. 15, mais qui comprend, en fait, des écailles et des lentilles imbriquées 1) de serpentinite schisteuse ou massive, 2) de zones de réaction à talc, ophicalcite, trémolite-actinote et biotite, 3) de schistes verts écrasés et microplissés, 4) de plusieurs masses et filons discordants de pegmatite; ce chevauchement se rattache probablement à l'une des dernières phases de l'orogénèse kétilidienne. Notons enfin pour terminer cette énumération que le massif 510 n'a pas réagi uniquement comme une masse rigide aux efforts tectoniques subits après sa mise en place; en effet, nous avons observé près de sa bordure W (au N du petit BD) plusieurs diaclases parallèles qui ont été plissées selon un axe orienté N46E et plongeant vers le NE de 75° (fig. 18), ce qui indique que toute la masse de l'ultramafite a localement été plissée.

Plusieurs pegmatites recoupent le massif 510, les plus importantes ont été figurées sur la carte de la fig. 15; elles déterminent toujours, le long de leur contact avec l'ultramafite, les zones de réaction que nous connaissons déjà, mais qui atteignent ici des dimensions très spectaculaires et sont particulièrement riches en trémolite-actinote (fig. 19).

Comme dans les sills, nous trouvons localement dans le massif 510 des traînées de magnétite qui se suivent sur des distances variables (3–15 m.) et qui sont toutes verticales ou assez proches de la verticale

(fig. 20); ces lits sont parfois concordants avec les contours du massif, mais ils sont trop rares pour que l'on puisse en tirer des données précises concernant la forme primitive ou les processus de mise en place du massif.

Le contact entre le massif 510 et les schistes encaissants n'est pas aussi simple que ceux qui furent décrits au cours du chapitre précédent. S'il est localement concordant avec le pendage des schistes (NE et SW du massif) comme le montre la fig. 21, il est marqué ailleurs par une

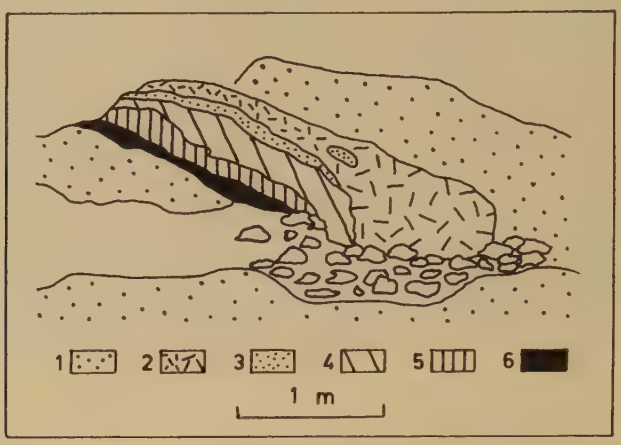

Fig. 19: Massif 510, près de la bordure SE. Zones de réaction par différenciation métamorphique au contact entre 1) et 2).

1) Serpentinite.
2) Pegmatite grossièrement cristallisée (1—6 cm.) à microcline, oligoclase An 25, quartz, épidote et biotite.
3) Zone de 2—20 cm., d'une roche à grain fin comprenant trémolite-actinote, biotite et matériel pegmatitique, dont on retrouve une petite lentille isolée au milieu de la pegmatite.
4) Zone de 10—13 cm., à trémolite-actinote finement cristallisée.
5) Zone de 4—6 cm., à trémolite-actinote en grosses fibres orientées perpendiculairement au contact.
6) Zone de 30 cm. de largeur, à talc et serpentine, dont les fibres sont parallèles au contact.

Les contacts entre chacune de ces différentes zones sont assez nettement tranchés. La partie laissée en blanc sur le dessin est occupée par une petite mare. D'après des photos et croquis de terrain.

bande de schistes écrasés et microplissés; la direction des axes de ces microplis correspond grossièrement avec celle des principales structures de la tectonique régionale, mais leur plongement est très variable et ils sont souvent verticaux. Le contact se fait aussi par l'intermédiaire d'une large zone de réaction (NE et W du massif), dans laquelle la trémolite-actinote est en général plus abondante que le talc; ces zones ne semblent pas dépendre de la proximité immédiate de pegmatites discordantes. Il

Fig. 20: Massif 510, partie centrale. Lits sub-verticaux de magnétite presque pure se suivant sur une quinzaine de mètres. Photo M. Weidmann.

Fig. 21: Massif 510, bordure W, au N du petit BD. Contact concordant entre l'ultramafite (à gauche) et les schistes basiques (tout à droite, sous le gros bloc morainique) qui plongent de 80° environ en direction du massif. L'étroite zone schisteuse et plus sombre à la gauche des schistes est constituée par des grands prismes d'actinote; elle est suivie par une zone à talc de 1 m. de largeur environ, laquelle passe à l'ultramafite d'abord schisteuse, puis massive là où est posé le marteau. Photo M. Weidmann.

est impossible, même après un examen de détail, de débrouiller la tectonique de ces régions intensément microplissées, sauf en un point (bordure W, au S du petit BD), où la forme extérieure du massif, les pendages et le plongement axial des microplis des schistes verts semblent correspondre à un petit synclinal très écrasé suivi vers l'W par un anticlinal complexe et assez hypothétique, car ces structures se perdent très rapidement en direction du NW.

La composition moyenne du massif 510 est la même que celle des sills et lentilles; on constate également quelques petites variations locales dans les proportions de talc, carbonate, minéraux opaques et chlorite. La roche est gris-bleu foncé à la patine, de grain très fin et très homogène; cependant il y a au milieu du massif des zones de quelques m², dont la composition est la même que celle de la roche normale, mais dont le grain est très grossier (jusqu'à 1 cm.), presque pegmatitique, avec un passage graduel à l'ultramafite du type banal.

L'analyse microscopique nous donne les résultats suivants, présentés sous forme de tableau:

No. échantillon	32898	32899	38005	38006
Serpentine	87 %	85 %	64 %	85 %
Talc	4 %	0,5 %	2 %	0,5 %
Chlorite				1,5 %
Carbonate	2 %	6,5 %	22 %	..
Min. opaques	7 %	8 %	12 %	13 %

L'examen des structures de la serpentine n'apporte rien de très nouveau et ne fait que confirmer ce qui a déjà été dit plus haut (chapitre 4).

Pour terminer, notons un très curieux phénomène en relation avec le chevauchement situé au NW de la péninsule: nous avons observé dans la partie chevauchante de l'ultramafite, sur une largeur de 20–40 m. à partir du chevauchement, un foisonnement de petits filons anastomosés et sinueux, dont deux ont 20 et 60 cm. de puissance; leur patine est gris vert clair, leur cassure est bleu verdâtre clair; ils sont localement en relief par rapport à l'ultramafite encaissante avec laquelle ils ont un contact nettement tranché, souligné parfois par une très mince bordure à grain extrêmement fin; ils semblent «jaillir» de la zone fortement tectonisée et ils disparaissent ensuite vers le SE; on ne retrouve pas de filons semblables sous le plan de chevauchement. La composition des filons est la suivante: serpentine 78 %, minéraux opaques 10 %, sphène 10 %, talc et chlorite 2 %, quelques rares grains arrondis d'apatite. La serpentine montre une structure lépidoblastique assez constante orientée parallèlement au plan du filon; les minéraux opaques ne sont jamais brisés, ils ont des contours arrondis et réguliers et forment parfois d'assez

grandes plages; toute la masse est truffée de minuscules grains ou aggrégats de sphène, toujours très frais, dont les éléments proviennent probablement de la destruction de la titanomagnétite ou de l'ilménite et des carbonates.

La composition, l'aspect sous le microscope et les relations de terrain de ces filons posent un problème difficile à résoudre. S. J. Shand (1917) a décrit et figuré sous le nom de pseudotachylite des filons injectés dans du granite sous l'effet d'une intense mylonitisation de ce même granite. L'hypothèse de Shand s'accorderait bien avec nos observations relatives à ces filons ultramafiques, mais nous ne pouvons la prendre en considération, car elle postule des températures et des pressions extrêmement élevées si l'on se base sur les expériences de N. L. Bowen et O. F. Tuttle (1949). Sans envisager donc une «refusion tectonique» de l'ultramafite pour expliquer la génèse de ces filons, nous pensons toutefois qu'ils sont en étroite liaison avec le chevauchement et qu'ils pourraient s'interpréter, avec toutes les réserves qu'exige une pareille hypothèse, comme une ultramylonite (voir le chapitre «Caractères généraux des cassures», ainsi que N. Oulianoff, 1954, et E. Raguin, 1957, pp. 142–149).

B - Le massif 860.

Il présente en général les mêmes caractères que celui du lac 510: ultramafite avec des proportions légèrement variables de serpentine, talc, chlorite, carbonate et minéraux opaques, massive, diaclasée ou localement schisteuse; nombreuses zones de réaction par différenciation métamorphique avec formation de talc, trémolite-actinote et ophicalcite, toujours contrôlée par des zones diaclasées et schistifiées, ou localisées le long des contacts avec les schistes; il semble que les bandes, lentilles et masses irrégulières de soapstone sont plus abondantes le long des contacts que dans le massif 510; on ne trouve aucune pegmatite dans l'ultramafite ou dans les schistes encaissants; les traînées de magnétite sont ici très rares et d'extension très restreinte, elles sont toutes proches de l'horizontale.

Les relations entre l'ultramafite et les schistes encaissants sont ici nettement visibles et, si les schistes sont fortement écrasés et microplissés sur une largeur de 5–20 m. à partir du contact, ils reprennent ensuite une allure moins tourmentée et montrent clairement (fig. 22) que le massif 860 est un laccolite en position synclinale, interstratifié entre les schistes basiques et quartzofeldspathiques qui forment les crêtes des pts. 860-880-885 (carte au 1:20000) et ceux qui déterminent le pt. 860.

Le massif 860 est coupé par un large filon doléritique de Gardar (BD de 40 m.) qui y a causé un important métamorphisme de contact: en plus des phénomènes déjà décrits (chapitre 4) au contact du petit

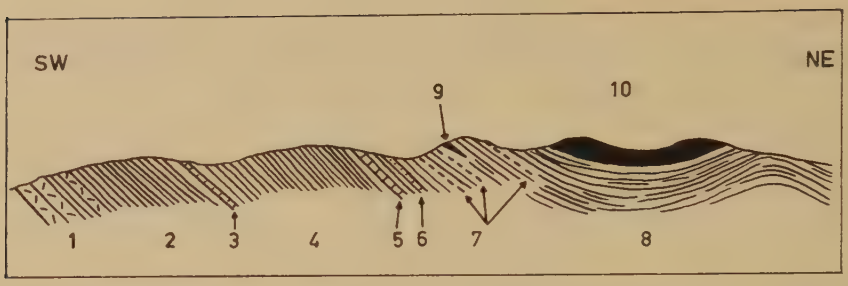

Fig. 22: Coupe schématique passant par la crête entre les lacs 480 et 600 et montrant les relations entre les schistes verts et le massif 860. Largeur de la coupe 3 km. environ; l'épaisseur de certains niveaux a été fortement exagérée.

1) Gneiss rubanés et gneiss-schistes agmatitiques.
2) Schistes basiques finement lités, vert-foncé, à grain fin.
3) Banc massif de 2 m. de quartzites feldspathiques rose-gris clair.
4) Idem 2).
5) Zone rouillée de 5 m., très schisteuse.
6) Banc de 5 m., idem 3).
7) Bancs massifs, localement boudinés, d'amphibolite concordante à grain grossier, correspondant probablement aux anciens sills de gabbro.
8) Schistes basiques sombres, idem 2).
9) Lentille d'ultramafite large de 5 m., avec de nombreuses traînées de magnétite, concordantes avec le pendage général de la série.
10) Massif ultramafique 860 occupant le coeur du synclinal.

D'après les cartes et croquis de terrain.

BD (cornéenne noire, diaclasage, recristallisation et formation de «rosettes» dans l'ultramafite), nous avons observé dans le massif 860: 1) de nombreuses petites veines identiques à l'ultramylonite du massif 510, mais localisées tout près du contact. 2) des masses de forme irrégulière, parfois en veines, d'une roche verte et blanchâtre d'aspect corné, composée uniquement de serpentine très finement cristallisée et d'un minéral isotrope, légèrement coloré en brun ou jaune clair, qui pourrait se rattacher au groupe des hydrogrenats. 3) la formation, au sein de la pâte à serpentine et talc, sur une largeur de quelques mètres à partir du contact, de petits grains d'olivine de quelques dixièmes de mm. de diamètre, souvent zonés et qui sont légèrement serpentinisés; l'olivine a exactement le même aspect que celle figurée par C. DURRELL (1940, fig. 22c) et située à 30 m. d'un contact entre une serpentine et une monzonite quartzique. Selon H. HARALDSEN (réf. in C. DURRELL, 1940, p. 88), on a apparition d'olivine après chauffage à 1000° C pendant 24 heures de la serpentine, ce qui correspond tout à fait avec la température de fusion d'un magma doléritique et place ces réactions dans le «hornblende-hornfels facies» de F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960). La formation d'olivine par métamorphisme thermal d'une serpentine a souvent été observée dans la nature (H. et G. TERMIER, 1956, p. 530).

C - Le massif 635-675.

Ce dernier massif est le seul qui présente des relations nettement visibles avec les sills ultramafiques: on constate en effet qu'il passe, au N et au S, à des «langues» qui s'effilent de plus en plus avant de disparaître ou de se transformer en sill classique. Sa forme générale et la plupart de ses contacts avec les schistes sont concordants; toutes ses autres caractéristiques (composition, couleur, contacts de réaction par différenciation métamorphique, diaclasage . . .) sont identiques à ce que nous avons déjà vu dans les deux massifs 510 et 880, ainsi que dans les sills et lentilles. Signalons toutefois qu'il est traversé par de très nombreuses et très grosses pegmatites généralement concordantes (la carte de la fig. 15 en montre en partie).

Il semble que cette masse ultramafique représente un stade intermédiaire entre le sill sensu stricto et un massif comme celui du lac 510; elle montre en effet des caractères propres à l'un comme à l'autre, si bien qu'elle apporte des données nouvelles aux problèmes posés par la génèse et la mise en place de l'ensemble des roches ultramafiques, problème que nous allons tenter de résoudre au cours du chapitre qui va suivre.

6. Rôle et mise en place des roches ultramafiques.

> «. . . les roches vertes forment des sills dans les montagnes disloquées; elles suivent parfois les plans de stratification et parfois les plans de glissement . . .» E. Suess (1918).

On ne peut aborder cette question sans la replacer dans le cadre général du problème des ophiolites, un des plus importants, avec celui de la génèse des granites, qui se posent actuellement à ceux qui tentent de voir clair dans l'évolution d'une chaîne de montagnes dans le temps et dans l'espace. Le problème des ophiolites aborde des domaines aussi nombreux que divers: différenciation magmatique, serpentinisation, vulcanologie, sédimentologie, tectonique à l'échelle locale, tectonique à l'échelle de la chaîne de montagne, géophysique . . ., si bien que, depuis les premières synthèses de W. N. Benson (1927) et de G. Steinmann (1927), de nombreux auteurs se sont intéressés à cette question en partant de bases et de points de vue parfois fort divergents, aussi la lumière et l'accord sont loin d'être réalisés; il n'est pas dans nos intentions de faire une revue complète de ces travaux et nous nous contenterons d'en citer quelques-uns, parmi les plus importants de ceux qui se rattachent aux diverses tendances et écoles: P. Routhier (1944 et 1946), H. H. Hess (1938, 1939, 1955, 1960), N. L. Bowen et O. F. Tuttle (1949), E. B. Bailey et W. J. McCallien (1953), H. Sørensen (1953), J. F. G.

WILKINSON (1953), C. S. ROSS, M. D. FOSTER et A. T. MYERS (1954), E. KÜNDIG (1956 a et b), G. C. AMSTUTZ (1956), H. M. SCHÜRMANN (1956), R. A. GEES (1956), J. AVIAS (1956), V. MARMO (1958 b), A. GANSSER (1959), ainsi que les «Princeton Investigations of Caribbean Geology» (voir H. H. HESS, 1960, pp. 239–240). On en trouvera des résumés plus ou moins complets dans les synthèses suivantes: R. W. VAN BEMMELEN (1949), M. VUAGNAT (1954), L. GLANGEAUD (1954), H. et G. TERMIER (1956, pp. 292–302 et 517–553), F. J. TURNER et J. VERHOOGEN (1960, pp. 307–321).

Résumons et schématisons maintenant les principales données fournies par l'examen des ultramafites sur le terrain et en laboratoire;

Répartition: nombreuses lentilles de dimensions variables réparties sur une longueur de 20 km. environ, dans une zone (dite du Gaffelsø) localement très tectonisée qui semble correspondre à un accident majeur de la région étudiée; quelques lentilles isolées dans les gneiss divers de l'infrastructure; sills massifs et lentilles formant des niveaux continus et de grande extension dans la suprastructure non migmatitisée; des faits semblables (sauf en ce qui concerne la présence de massifs et la fréquence des sills et lentilles) ont été observés dans toute la région comprise entre Sermiligârssuk fjord et le glacier de Sioralik au N, la péninsule de Nordre Kangeq à l'W, les fjords de Tigssaluk et d'Arsuk au S et l'Inlandsis à l'E, c'est-à-dire dans un segment de la chaîne kétilidienne mesurant environ 65 km. de longueur sur 10–25 km. de largeur (communications personnelles de S. AYRTON et L. F. BONNARD).

Pétrographie: serpentinites à carbonate, talc, chlorite et magnétite; structures en filet, en sablier ou en grille localement présentes; absence d'olivine ou de pyroxène nettement primaires; texture localement stratifiée assimilable à un «primary mafic banding».

Rapports avec les roches encaissantes: sills d'allure foisonnante et lentilles de dimensions variables, toujours concordants ou presque concordants avec la foliation du gneiss ou la stratification des schistes verts; plissés et boudinés dans la suprastructure, réduits à des «lentilles tectoniques» dans la zone du Gaffelsø; massifs soit concordant (laccolite), soit discordant et entouré de schistes tectonisés, soit présentant des caractères hybrides.

Contacts avec les roches encaissantes: pas de trace nettement visible de métamorphisme de contact thermal ou d'un quelconque métasomatisme dans les roches encaissantes; présence très fréquente de zones de réaction par différenciation métamorphique avec formation de soapstone, schistes à actinote et biotitite; contact localement marqué par une étroite bande de schistes écrasés ou microplissés.

Nature des roches encaissantes: impossible à déterminer avec sûreté dans la zone du Gaffelsø; dans les schistes verts, association avec des laves en coussins, des sills de gabbro, des tuffs, des agglomérats (?) et des schistes quartzofeldspathiques.

Relations d'âge: recoupent parfois les lits sédimentaires et les sills de gabbro des schistes encaissants; fréquemment coupés par les corps pegmatitiques liés à la migmatitisation et à l'orogénèse; coupés par les filons basiques de Gardar et par des cassures d'âges divers.

Métamorphisme: les assemblages minéraux des différentes catégories d'ultramafites correspondent aux faciès de métamorphisme régional de leurs roches encaissantes respectives.

Comme l'a noté P. Routhier (1953), les sills et filons de serpentinite représentent un «faciès de convergence», c'est pourquoi il n'est pas facile de déterminer leur histoire et de résoudre tous les problèmes qu'ils posent.

De tous les faits observés, lesquels reposent principalement sur le travail de terrain, nous pouvons déduire que les roches ultramafiques se sont mises en place en sills généralement concordants, d'allure foisonnante et irrégulière, comportant localement des épaississements en forme de laccolite (massif 860) ou de massif plus ou moins discordant (massifs 510 et 635–675); ces roches ont fait intrusion dans les sédiments (schistes divers, tuffs, pillow-lavas, sills de gabbro ...) encore relativement meubles et gorgés d'eau, à faible profondeur sous la surface des sédiments.

L'âge de ces intrusions est fixé avec assez de précision: elles sont postérieures aux sills de gabbro puisqu'elles les recoupent et antérieures à la principale phase de plissement et de migmatitisation kétilidienne puisqu'elles sont plissées et boudinées; elles correspondent au dernier stade de sédimentation dans le géosynclinal et précèdent de peu les premières manifestations de l'orogénèse (F. J. Turner et J. Verhoogen, 1960).

Ensuite, les nombreux sills ont été plissés avec l'ensemble des sédiments du géosynclinal; ils ont réagi diversément aux contraintes orogéniques: la plupart ont été boudinés, certains sont restés intacts sur une certaine distance et ont été plissés plastiquement, les massifs n'ont pas suivi la tectonique plicative complexe de la suprastructure et ils ont réagi comme des masses inertes et relativement rigides, si bien qu'ils sont actuellement emballés dans une «gangue» de schistes écrasés et microplissés et que leur position primitive par rapport aux schistes encaissants a dû être passablement bouleversée. On peut se demander si les massifs très discordants (celui du lac 550, par exemple) ne représentent pas les canaux d'amenée du magma ultramafique qui se serait ensuite réparti dans les différents sills; malheureusement, nous n'avons

ni des exemples assez nombreux de tels massifs, ni des coupes assez profondes pour tenter de vérifier cette hypothèse à laquelle nous n'accorderons pas beaucoup de crédit, d'autant plus que, comme le remarquent M. VUAGNAT (1954) et C. E. WEGMANN (1959), on rencontre très rarement de telles «cheminées nourricières» car elles ont été régulièrement coupées de leurs produits effusifs et intrusifs par des glissements profonds ou superficiels.

Il est évident que ces déductions ne s'appliquent avec certitude qu'aux sills, lentilles et massifs du domaine des schistes verts, où les phénomènes sont relativement bien visibles; dans le cas des lentilles ultramafiques de la zone du Gaffelsø ou des gneiss de l'infrastructure en général, les choses sont moins claires et l'explication qui va suivre est plus hypothétique.

Il est probable que les lentilles isolées dans le gneiss sont les reliques des anciens sills que nous avons vus encore bien conservés dans la suprastructure; l'infrastructure contient relativement peu de lentilles ultramafiques, bien qu'elle soit formée des mêmes séries, granitisées et migmatitisées, que la suprastructure; ces lentilles sont, pour la plupart, alignées le long de cassures et de zones de cassures importantes.

Plusieurs phénomènes, dont les effets se sont probablement superposés, permettent d'expliquer ces caractéristiques:

1) Certaines régions actuellement comprises dans l'infrastructure sont faites d'anciens sédiments qui ont été déposés dans des zones du géosynclinal où l'on n'a jamais eu d'intrusions ultramafiques. Celà expliquerait l'absence complète de lentilles dans les gneiss rubanés situés au S du Gaffelsø.

2) Les sills sont plus intensément boudinés et disloqués dans l'infrastructure car cette dernière montre un style tectonique différent de celui de la suprastructure.

3) Les phénomènes de migmatitisation et de granitisation ont certainement dû «effacer» totalement ou partiellement de nombreuses lentilles, même si les roches ultramafiques sont connues pour être de bons «résistants» à ces phénomènes (H. H. READ, 1951).

4) La connexion étroite des lentilles de l'infrastructure avec des zones tectonisées (zone du Gaffelsø, faille au N de Lysefjeld) dépend très probablement d'un phénomène souvent observé (voir notamment M. T. KOZARY, 1956, et A. GANSSER, 1959) et que D. B. MCKENZIE (1960, p. 315) a récemment décrit sous le nom de «hypothesis of reintrusion». Il est en effet plausible d'imaginer que les diverses masses de serpentinite contenues dans les sédiments géosynclinaux ont pu localement favoriser la formation d'importantes cassures parallèles à l'axe principal de la chaîne; ces cassures ont rejoué plusieurs fois au cours de l'orogénèse et

ont ainsi entraîné le long de leur plan des lambeaux l'ultramafite appartenant à un complexe intrusif pré-existant (sills, massifs, . . .); une telle «ré-intrusion» s'est probablement effectuée à l'état solide («cold-intrusion») et en plusieurs phases successives, si bien qu'il n'est pas possible de la dater avec précision. Pour des raisons qui ne nous sont pas apparentes, ces phénomènes de «ré-intrusion» ne se sont pas produits dans la suprastructure, du moins au niveau qui nous est actuellement accessible grâce à l'érosion.

D'autres problèmes se posent encore à propos de la mise en place des ultramafites: les caractères physico-chimiques du magma (viscosité, température, composition, . . .) et les processus de serpentinisation sont très délicats à reconstituer. Bien que nous disposions d'observations assez nombreuses grâce à l'excellente qualité des affleurements, il est difficile de les interpréter et de savoir jusqu'à quel point elles sont significatives. Sans reprendre ici l'exposé et la discussion des principales théories émises à ce sujet dans les nombreux travaux cités au début de ce chapitre, nous donnons ci-dessous une interprétation de nos observations qui, si elles ne sont pas en contradiction avec les idées généralement admises actuellement, n'apportent aucune preuve décisive en faveur de cette interprétation assez hypothétique, répétons-le:

1 – L'intrusion primaire du magma ultramafique a dû se faire à un état suffisamment liquide pour permettre la sédimentation par gravité des lits de magnétite.

2 – La composition de ce magma ultramafique n'est pas fixée avec précision.

3 – La température de ce magma devait probablement être assez élevée (800–1000° selon D. B. McKenzie, 1960); l'absence de métamorphisme thermal dans les roches encaissantes pourrait s'expliquer, d'après McKenzie, de la façon suivante: ou bien ce métamorphisme existe réellement, mais il est actuellement masqué par les réactions par différenciation métamorphique qui sont fréquentes le long des contacts et postérieures à la mise en place de l'ultramafite, ou bien, dans le cas des sills et massifs peu importants, la capacité calorifique («heat content») du magma était insuffisante pour produire un métamorphisme de contact appréciable.

4 – La question de la serpentinisation n'est pas résolue; peut-être s'est-elle faite in situ pendant ou juste après la solidification du magma, l'eau nécessaire à la réaction devant provenir, pour la plus grande part, des sédiments encaissants encore peu compactés.

Avec les données que nous possédons, peut-on reconnaître dans l'association de roches basiques et ultrabasiques, intrusives, effusives et

pyroclastiques, qui forment une bonne partie des schistes verts, un «volcano-pluton sous-marin» (P. ROUTHIER, 1946) semblable à ceux qui ont été étudiés par J. H. BRUUN (1954) en Grèce ou par L. DUBERTRET (1953) au Moyen-Orient? Notre champs d'investigation est, semble-t-il, un peu trop restreint, c'est pourquoi il serait intéressant de reprendre ce problème à l'échelle régionale en étudiant:

1) les roches basiques et ultramafiques pré-orogéniques qui sont bien visibles dans la suprastructure.

2) les diverses lentilles ultramafiques de l'infrastructure qui ont subi une plus ou moins nette «ré-intrusion»,

3) les massifs péridotitiques intrusifs syn- et tarditectoniques qui ont été signalés par E. BONDESEN et A. BERTHELSEN (communications personnelles) à quelques dizaines de km. à l'W et au SW de notre territoire.

4) les schistes verts en général, dans lesquels on pourrait peut-être mettre en évidence des complexes ophiolitiques chaotiques analogues au «colored melange» de A. GANSSER (1959) et qui, jusqu'à présent, n'ont pas été observés dans le géosynclinal kétilidien.

M. VUAGNAT (1954), R. A. GEES (1956) et E. KÜNDIG (1956a) ont insisté sur l'étroite connexion, dans le temps et dans l'espace, des roches basiques intrusives, effusives et pyroclastiques que l'on trouve dans les géosynclinaux. La succession dans le temps de ces divers types de roches n'est pas fixée et les mécanismes de différenciation magmatique qui leur donnent naissance sont encore mal connus; cependant leur liaison génétique est certaine, c'est pourquoi H. H. READ (1954) les a groupé sous la dénomination de «volcanic association» et, si notre travail n'apporte pas une contribution très nouvelle à la connaissance des roches de la «volcanic association», du moins permettra-t-il de mieux connaître les conditions régnant dans le géosynclinal kétilidien et de situer peut-être une des zones principales de la chaîne grâce aux masses diverses de serpentinite qui la jalonnent.

Partie III:

LE COMPLEXE FILONIEN

1. Généralités.

Une des caractéristiques de la région étudiée est l'intrusion, pendant les périodes kuanitique, sanérutienne et de Gardar, de très nombreux filons dans les roches plissées et métamorphisées du cycle kétilidien. Ces filons sont divers, tant par leur direction, leur dimension et l'âge de leur mise en place, que par leur composition et leur signification dans l'évolution volcano-tectonique de la région.

L'étude et la cartographie de ces filons sont très importantes car ils permettent seuls, avec les failles, d'établir une chronologie à l'échelle régionale (J. J. Sederholm, 1923 et 1926); en effet, la plupart des filons, ou du moins l'ensemble des filons qui forment une intrusion du même âge, ont une grande extension dans l'espace.

C. E. Wegmann (1938) donne dans les pp. 83-93 une description à l'échelle régionale du complexe filonien; ses conclusions ont été passablement modifiées après les travaux de détail des géologues du GGU.

Comme le note E. M. Anderson (1951), les filons sont tous verticaux ou très proches de la verticale. L'épaisseur d'un même filon peut varier, mais rarement dans de grandes proportions. En général, la composition minéralogique du filon est constante sur de grandes distances et nous n'avons pas observé de contamination importante du filon par assimilation des parois gneissiques; nous verrons plus loin (chapitre 7) si l'on peut mettre en évidence, tant sur le terrain qu'en laboratoire, des indices qui puissent faire penser à une élévation notable et régionale du gradient géothermique lors de la mise en place des essaims successifs de filons basiques (C. E. Wegmann, 1948a), et si tous les filons ont ou n'ont pas atteint la surface pour y donner des coulées (voir également J. E. Richey, 1939).

Selon E. M. Anderson (1951), il est rare que les filons empruntent des systèmes de cassures pré-existants; il est possible en effet que, dans la région étudiée, la direction générale de presque toute les générations de filons (grossièrement SW–NE) ne corresponde à aucun réseau étendu de cassures anciennes, ni même à une quelconque orientation tectonique.

Localement, cependant, certains filons empruntent des zones précédemment faillées (fig. 23), le centre ou les épontes de filons plus anciens (fig. 29), qu'ils suivent sur une certaine distance avant de reprendre leur direction première; lorsque les filons massifs croisent des zones très tectonisées, il arrive qu'ils se résolvent en un essaim de petites veines parallèles ou qu'ils s'épaississent brusquement. Ces observations s'ac-

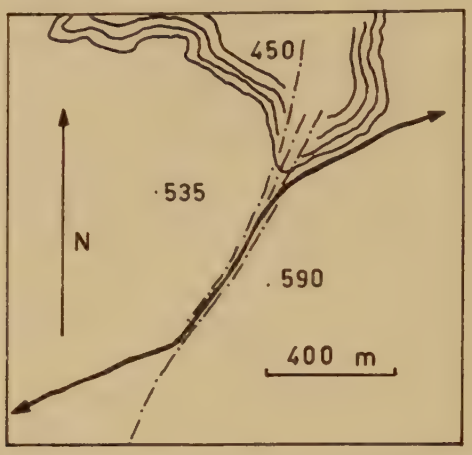

Fig. 23: Lac 450, S du Gaffelsø. Une AD, dont la direction générale est N 50 E, suit sur environ 500 m. une ancienne cassure. Elle reprend brusquement et sans raison visible sa direction primitive. La cassure a rejoué après la mise en place de l'AD, car cette dernière est fortement diaclasée le long de la faille, mais elle n'est pas déplacée.

cordent parfaitement avec celles faites dans d'autres régions, par exemple par A. F. FREDERECKSON (1950).

Les filons présentent parfois des bifurcations que les observations de terrain ne permettent d'expliquer par des cassures pré-existantes que dans quelques cas seulement; comme seuls certains filons ont cette caractéristique de se diviser fréquemment, il est possible (cf. chapitre 7) que cette propriété soit liée à des conditions particulières régnant dans la chambre magmatique infracrustale ou dans la partie inférieure du filon.

Le mode d'affleurement des filons montre toutes les variétés décrites par de nombreux auteurs: J. E. RICHEY (1939), G. E. GOODSPEED (1940), E. M. ANDERSON (1951), S. KAITARO (1952), C. E. WEGMANN (1938, p. 85), etc. . . .; nous signalerons les plus intéressantes dans la partie descriptive de ce chapitre.

Au cours du travail de terrain, il n'a pas été possible de cartographier l'ensemble des filons; ils sont en effet beaucoup trop nombreux pour figurer tous sur une carte au 1:20000, si bien que seuls ceux qui dépassaient 2–3 m. de puissance ont été reportés sur les cartes. Bien

entendu les essaims importants de petits filons parallèles ont été cartographiés, de même que tous les filons d'affinité trachytique, quoiqu'ils dépassent rarement 1 m. d'épaisseur. Bien que les filons mineurs aient été négligés lors de la cartographie, la densité du réseau filonien de chaque génération figurée sur les planches donne une très bonne idée de la réalité.

La détermination de l'âge des intrusions a toujours été faite sur des critères de recoupement de deux ou plusieurs filons; ces déterminations sont relativement aisées dans le cas de filons de faible puissance (jusqu'à 5 m. environ), car on peut suivre régulièrement les bordures de refroidissement («chilled contact») sur la plupart des affleurements. Dans le cas de filons de plus grande épaisseur, il est rarement possible de suivre pas à pas les bords de chaque intrusion car les arènes d'altération, qui ne se forment que sur les larges filons, recouvrent une grande partie des affleurements; on peut cependant établir facilement les relations d'âge en usant de critères géométriques (E. Niggli, 1952), lesquels n'offrent que de minimes marges d'erreurs lorsqu'on a affaire à des épaisseurs de plus de 5–10 m. En l'absence de recoupement, les déterminations d'âge selon des critères de «faciès» (allure générale du filon, type d'altération, couleur, composition approximative . . .) sont possibles lorsqu'il s'agit de filons dont les caractères sur le terrain sont très typiques (trachytes, microgranites, la plupart des amphibolites discordantes), mais dans la majorité des autres cas (dolérites[1]), filons d'affinité lamprophyrique, dolérites plus ou moins porphyriques, certaines amphibolites discordantes), il est aléatoire de tenter une détermination sur le «faciès». De même, il faut être très prudent dans les déterminations d'âge d'après la direction des filons, ce critère n'est que rarement valable. Il est bien évident que plus un filon aura une grande extension, plus il aura de chances d'en croiser d'autres, et mieux il sera daté; c'est le cas pour toutes les larges intrusions, car on a une relation indiscutable entre l'épaisseur d'un filon et sa longueur.

Nous allons maintenant examiner, dans l'ordre chronologique de leur mise en place, les générations de filons successives, leurs caractéristiques propres et leur répartition.

2. Les filons kuanitiques.

Autant sur le terrain que sous le microscope, les filons kuanitiques présentent des caractères très variés; aussi l'interprétation de toutes ces observations est-elle assez délicate. Ce sont toutes des amphibolites de type «ortho-» répondant à la définition classique (voir P. Lapadu-

[1]) Pour la définition de ce terme, voir T. Krokström (1936) et J. Jung (1958).

HARGUES, 1953). Le terme d'Amphibolites Discordantes a été créé d'après des observations de terrain et nous verrons plus loin qu'il s'applique à des intrusions qui sont localement concordantes et parfois dépourvues d'amphibole. Les dénominations «filons kuanitiques» et «amphibolites discordantes» (abbréviation: AD) seront employées indifféremment. Les AD forment une partie des filons décrits par C. E. WEGMANN (1938) sous le nom de «Black Dykes».

Les descriptions qui vont suivre s'appliquent à l'ensemble des filons kuanitiques, quels que soient leur âge, leur direction et leurs dimensions; tous, en général, présentent des variations longitudinales rapides de leurs divers caractères (couleur, diaclasage, épaisseur, texture, structure et même composition).

La planche 3 montre tous les filons d'AD reconnus sur le terrain et quelques-uns de leurs caractères apparaissent immédiatement: l'épaisseur est irrégulière (de quelques décimètres à 50 m.); la direction générale SW–NE est assez constante, mais elle varie dans le détail et certains filons ont une direction SE–NW qui contraste avec celle de la majorité; la répartition dans l'espace montre une forte densité de part et d'autre de la partie N des granites, une dispersion régulière au SE et à l'W du territoire et une absence complète au NNE, dans la zone des schistes verts; leur mise en place précède celle des granites.

La patine est le plus souvent vert foncé, mais, selon l'exposition de l'affleurement et la composition de la roche, elle peut être grise, vert clair, rose, brune ou noire. La couleur à la cassure est plus constante: vert foncé, noire ou brun foncé. Le grain de la roche est plus ou moins proportionné à l'épaisseur du filon; il peut atteindre 2–3 mm. au centre (filon de 50 m., Kernesø), mais il décroit toujours vers les bords où le grain est semblable à celui des filons de moins de 5 m. (0,3–0,8 mm.); exceptionnellement, certaines zones ont un caractère pegmatitique où le grain peut atteindre 10 mm.; on observe des bordures de refroidissement parfois au contact avec le gneiss et toujours au contact avec d'autres filons basiques.

Les AD se marquent peu dans la topographie, seules les plus larges d'entre elles déterminent de faibles dépressions, surtout dans les zones où elles sont fortement diaclasées.

Les AD sont toutes verticales, ou très proches de la verticale, sauf dans un cas (filon de 7 m., SW de la région étudiée) où l'on observe un plongement de 65° vers le SE.

Contrairement à ce que l'on note dans les filons de dolérite, le diaclasage des AD est très irrégulier: elles sont tantôt massives, tantôt traversées par quelques joints orientés en tous sens, tantôt hachées par de nombreuses diaclases verticales et parallèles à la direction du filon, alors que les diaclases transversales sont rares et souvent sinueuses (fig. 25).

Fig. 24: Lysefjeld. AD de 3 m. environ, dans laquelle on remarque bien les épontes diaclasées et schistifiées, ainsi que les petits filons de quartz de deux générations différentes qui pourraient correspondre éventuellement aux deux «sub-phases» de la période sanérutienne (voir le texte). Photo M. Weidmann.

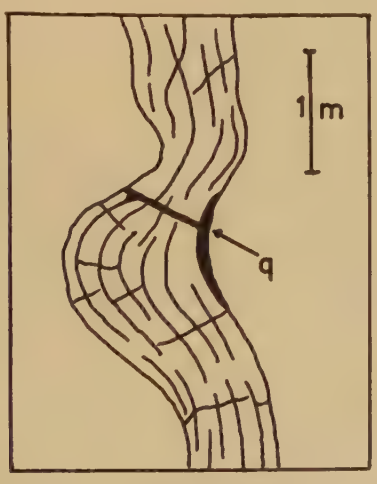

Fig. 25: NW du pt. 610, NW du Gaffelsø. Exemple d'AD localement sinueuse et étranglée. Les diaclases longitudinales sont les plus nombreuses et épousent la forme du filon. Veines de quartz (q) le long d'une éponte et dans une diaclase transversale. Croquis d'après photo.

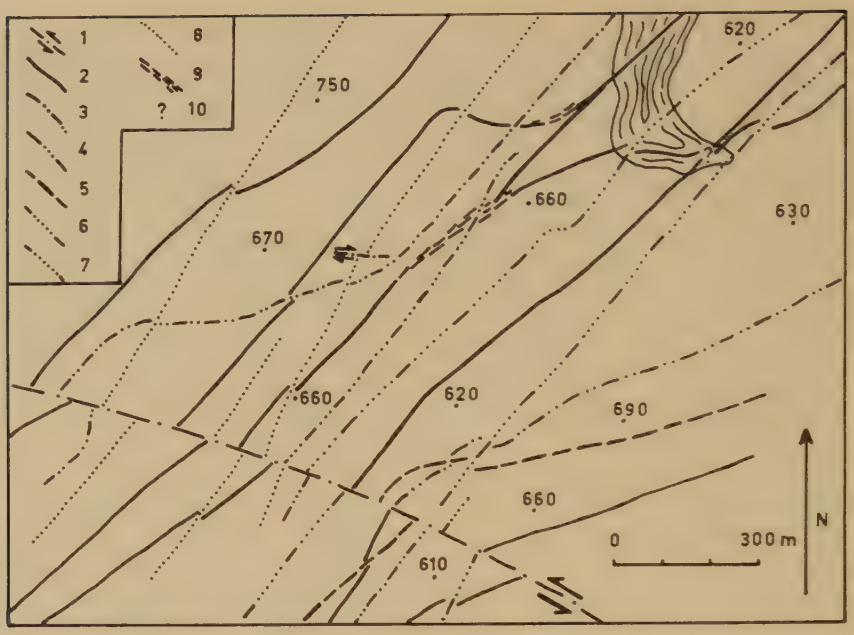

Fig. 26: Région située entre Qaersutsiaq et le pt. 690. Cette zone est caractérisée par un faisceau formé par de très nombreux filons d'âges différents. Les recoupements sont courants et très bien visibles sur le terrain.

1) Faille avec sens du mouvement.
2) AD.
3) JD, filon d'affinité lamprophyrique.
4) BFD, dolérite de faciès très porphyrique, contenant souvent des xénolites.
5) BD0, dolérite de première génération.
6) BD1, dolérite de deuxième génération.
7) BD2, dolérite de troisième génération.
8) BD, dolérite non datée avec précision.
9) Mode d'affleurement particulier des AD, en essaim de petits filons parallèles, sinueux et anastomosés.
10) Recoupement de deux filons d'AD dans un petit lac; il est impossible de déterminer les relations d'âge.

L'épaisseur des différents filons n'est pas figurée à l'échelle; consulter à ce sujet les planches relatives à chaque génération de filons. D'après la carte au 1:20000, simplifiée.

Une schistosité verticale et parallèle à la direction du filon se marque très fréquemment sur ses bords; on a là sur quelques décimètres une roche schisteuse, vacuolaire, très riche en quartz; ce dernier se présente sous forme de mouchetures dispersées, de veines rectilignes de quelques cm. d'épaisseur, souvent boudinées, étirées ou microplissées, qui se sont mises en place selon les plans de schistosité qu'elles suivent sur quelques mètres; plus rarement, elles empruntent les diaclases transversales et

traversent ainsi tout le filon (fig. 24, 25, 31 et 32). Le quartz est blanc et opaque, parfois rouillé et accompagné d'un peu de feldspath.

Lorsque les AD rencontrent une ancienne zone de cassures, il arrive qu'elles se divisent en une quantité de petits filons parallèles à grain très fin (fig. 26). Parfois, sur quelques dizaines de mètres, les petits filons d'AD (jusqu'à 3 m.) ont une allure très irrégulière: ils sont sinueux (fig. 25), ont de nombreuses apophyses de quelques décimètres, des bifurcations, des relais en échelon, des étranglements brusques, une schistosité prononcée et de nombreuses veines de quartz; puis ils reprennent leur

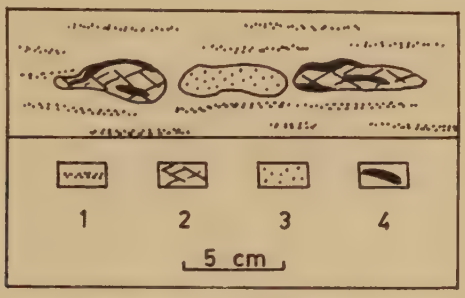

Fig. 27: NW du Gaffelsø.

1) Alignement de minéraux sombres, parallèles à la direction du filon et dans un plan vertical.
2) Lentilles de carbonates brunâtres et imprégnés de limonite.
3) Lentilles de quartz blanc et translucide.
4) Rubans de magnétite.

Ces lentilles se poursuivent sur plusieurs dizaines de mètres au centre du filon. Croquis de terrain.

aspect normal sans que l'on puisse discerner les causes de ces phénomènes dans les roches encaissantes (fig. 26).

Elles ont localement un faciès légèrement porphyrique bien visible sur le terrain; les phénocristaux de plagioclase ne dépassent jamais 1 cm. En deux points seulement, nous avons noté des xénolites dans les AD: c'était des blocs de gneiss et de pegmatite de 10–30 cm. de diamètre, légèrement recristallisés et minéralisés en pyrite (1 km. au NE du pt. 610, NW du terrain; Stabelland, NE de la région étudiée).

Les AD ne sont pas partout cristallisées de façon homogène; on observe souvent un arrangement des minéraux sombres en traînées parallèles à la direction du filon («mafic banding»), ce qui donne à la roche une allure fluidale (fig. 27); dans certaines AD on constate un enrichissement local en épidote et chlorite qui forment dans la partie centrale du filon des nodules plus clairs, de 20–30 cm. de diamètre, de grain un peu plus grossier, avec passage graduel à l'amphibolite normale; le grand filon qui se trouve entre les lacs 580 et 530 (E des granites)

montre de nombreuses amygdales remplies de quartz et de hornblende à structure fibroradiée (fig. 28); on note au centre des AD situées vers le pt. 610 (W du terrain) des lentilles de quartz, calcite et magnétite toujours orientées parallèlement au filon, mais sans relation visible avec une diaclase ou les zones schistifiées des épontes (fig. 27). Tous ces phénomènes semblent, à première vue, primaires, mais, comme le souligne A. POLDERVAART (1953), il est délicat de trancher cette question sans des observations de terrain et de laboratoire très détaillées.

Parmi les phénomènes visibles sur le terrain et qui semblent secondaires, notons de fréquentes minéralisations en pyrite et chalcopyrite,

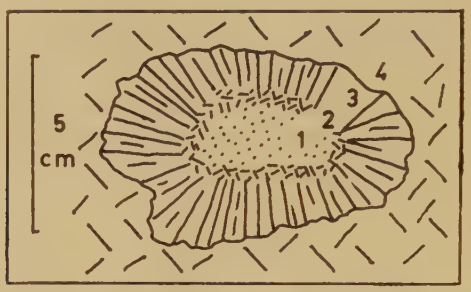

Fig. 28: Lac 580, E des granites. Amygdale dans la grande AD.

1) Quartz blanc, parfois rouillé par de la limonite.
2) Zone de transition, mélange de quartz et de hornblende en cristaux de 4—7 mm.
3) Hornblende en fibres de 10—25 mm. orientées perpendiculairement aux bords de l'amygdale.
4) Amphibolite normale (échantillon 32980, voir texte); le passage de 3) à 4) est nettement tranché. Dessin d'échantillon.

surtout lorsque le filon a des bords schisteux et quartzitisés; la chalcopyrite et la pyrite, qui se présente en cubes ou dodécaèdres de 1–15 mm. de diamètre, sont répartis uniformément dans l'ensemble de la roche. Plus rarement on trouve sur certains plans de diaclase du filon un feutrage de fines paillettes d'oligiste et de grains de magnétite. Constatons encore que les AD sont les seuls filons basiques qui, lorsqu'ils sont coupés par une faille, forment très régulièrement des brèches tectoniques silicifiées, calcitisées et minéralisées.

Comme nous l'avons déjà signalé, les AD montrent sous le microscope des aspects et des compositions très différents.

La structure est le plus souvent hétéroblastique avec des reliques plus ou moins importantes de hornblende, de biotite, ou encore de plagioclase dans les roches légèrement porphyriques. Dans les échantillons prélevés dans les bords schisteux des filons, on note un arrangement plus nématoblastique, parfois même lépidoblastique si les résidus d'amphibole et de plagioclase ont été presque entièrement remplacés

par des phyllosilicates. Il est fréquent de rencontrer une structure cataclastique plus ou moins prononcée lorsque le filon a subi de fortes influences tectoniques lors du rejeu de ses épontes, ce qui est un phénomène fréquent. Enfin, dans quelques rares cas, il est possible de distinguer une structure palimpseste ophitique, mais il n'est pas possible de préciser cette structure avec plus d'exactitude (T. Krokström, 1933, et F. Walker, 1957).

En moyenne la composition des AD est la suivante:

Plagioclase: sa composition varie de l'albite au labrador; le plus souvent c'est une andésine An35 environ. Dans un seul cas (échantillon 32433), nous avons observé un zonage normal de An20 à An40. L'albitisation secondaire peut être prononcée et aller jusqu'à de l'albite presque pure (An 0–5) d'aspect très frais. L'altération est très poussée dans les AD peu métamorphisées; elle est faible dans les AD profondément métamorphisées et amphibolitisées (échantillons 32410 et 32457). La proportion de plagioclases est également très variable, elle oscille en moyenne autour de 30 % avec des minima et maxima estimés à 10 et 50 %.

Amphibole: c'est une hornblende verte tout à fait banale, souvent fortement chloritisée. Dans les amphibolites très métamorphisées, elle est abondante et très fraîche. Dans deux cas (échantillons 32446 et 32980), on y distingue un certain zonage, avec tendance vers un type plus sodique. Elle peut former 0–65 % de la roche, mais en moyenne ne dépasse pas environ 30 %.

Biotite: en proportion très variable: de 0 à 20 % environ. Elle est souvent chloritisée et montre alors des clivages remplis de fines inclusions de minéraux opaques.

Chlorite: parfois, c'est de la pennine nettement reconnaissable, ailleurs une chlorite verte, généralement très fine, liée à la biotite et à la hornblende et les remplaçant parfois complètement; nous l'avons observée dans toutes les coupes minces où elle constitue parfois jusqu'à 50 % de la roche.

Épidote: dans les échantillons 32452 et 36963, on rencontre un peu de clinozoïsite associée à de l'épidote sensu stricto. Cette dernière est plutôt rare mais, lorsqu'elle est présente, elle peut occuper 30 % de la roche. Elle n'est jamais visible dans les AD très riches en amphibole.

Minéraux opaques: ce sont la magnétite, l'hématite, la pyrite et, plus rarement, la chalcopyrite et la limonite; ils sont soit idiomorphes, soit en grains et lamelles de forme imprécise, isolés ou arrangés selon les clivages des amphiboles ou des biotites. Leur proportion varie entre 1 et 20 %, la moyenne étant de 5 % environ.

Apatite: presque toujours présente en petits grains plus ou moins idiomorphes, c'est un minéral accessoire très constant dont la proportion varie entre 0,5 et 2 % environ.

Sphène: comme l'apatite, le sphène est régulièrement présent, le plus souvent associé à l'ilménite et plus ou moins altéré en leucoxène. Il représente 0,5 à 5 % de la roche.

Quartz: assez souvent présent, mais toujours en très petites quantités (jamais plus de 5 %). Il a une origine nettement secondaire et se trouve parfois en petits grains dispersés dans la roche ou, plus généralement, comme produit de remplissage de microfissures.

Carbonates: probablement de la calcite avec un peu de Mg. Elle apparaît accidentellement dans les zones mylonitisées et minéralisées (AD situées à 1 km. à l'E du pt. 735; près du pt. 925; près du pt. 880...) et elle peut alors occuper plus du 50 % de la roche.

Minéraux divers: sous cette rubrique nous rangerons des minéraux rencontrés tout à fait exceptionnellement. La tourmaline noire a été observée à deux reprises dans les AD (rive NW du Gaffelso: grand filon orienté SSE-NNW, à l'endroit où il est coupé par la faille EW du Gaffelso): dans ces deux cas, les filons sont mylonitisés et fortement minéralisés en pyrite et magnétite; la tourmaline y représente environ 5 % de l'ensemble de la roche. Nous avons noté dans une seule plaque mince quelques petits grains d'anatase. Un échantillon récolté à 1 km. au NW du Kerneso (32433) montre des reliques d'un pyroxène indéterminable entouré de hornblende.

Tous les pourcentages que nous avons donnés ci-dessus ont été évalués sous le microscope. Dans quelques coupes minces où le grain n'était pas trop fin et la roche assez fraîche, nous avons pu faire une estimation plus précise à l'aide de l'intégrateur planimétrique de Leitz; le tableau ci-dessous en donne le détail:

Echantillon	32407	32410	32457	32980
Structure	grano-blastique	grano-blastique	hétéro-blastique	hétéro-blastique
Grain moyen	1—2 mm.	1 mm.	0,8 mm.	3—5 mm.
Plagioclase	An 30, 33 %	An 45, 33 %	An 35–40, 46 %	An 5–10, 36 %
Hornblende	60 %	63 %	36 %	42 %
Biotite	..	..	10 %	12 %
Min. opaques	1 %	1 %	4 %	4 %
Chlorite	3 %	..	2 %	2 %
Sphène-Leucoxène	0,5 %	2 %	1 %	3 %
Quartz	..	0,5 %	..	..
Carbonate	2 %	..	..	..
Apatite	0,5 %	0,5 %	1 %	1 %

Ces chiffres ne correspondent pas très bien avec les évaluations qui les précèdent car les échantillons 32407, 32410 et 32457 proviennent de filons fortement amphibolitisés et recristallisés qui sont assez exceptionnels. L'échantillon 32980, lui, provient de la partie centrale d'un large filon (environ 25 m.), ce qui lui a permis de garder un grain grossier et des minéraux pas trop altérés. Dans les autres AD, l'altération est trop forte ou le grain est trop fin pour permettre une estimation à l'aide de l'intégrateur planimétrique.

Voyons maintenant ce que nous pouvons déduire de ces observations pour établir l'histoire des Amphibolites Discordantes.

Ce sont les AD qui ont permis de déterminer deux des grandes subdivisions de la chronologie régionale adoptée après les travaux de terrain des géologues du GGU:

1) *la période kuanitique* (nom tiré de Kuánit fjord, situé à 8 km. environ au S de Tigssaluk fjord) caractérisée par l'intrusion de nombreux filons;
2) *la période sanérutienne* (nom tiré de l'île de Sánerut, située à 20 km. au S d'Ivigtut) au cours de laquelle ces filons sont plus ou moins métamorphosés, tectonisés et deviennent nos AD, enfin la période se termine par la mise en place de granites, dont ceux de Tigssaluk, qui coupent les filons d'AD.

Il est possible d'introduire sur un plan plus local des subdivisions dans la période kuanitique. Plusieurs critères nous permettent de déterminer les diverses générations d'AD; du moment qu'ils se vérifient les uns les autres, nous pouvons les considérer comme valables:

1) la direction des filons,
2) leurs rapports avec les failles qui leur sont antérieures ou postérieures.
3) enfin leurs recoupements entre eux.

Sur la planche 3, quelques filons ont une direction qui va de EW à SSE–NNW; rien, dans leur «faciès» ou dans leur composition, ne permet de les distinguer des autres, sauf peut-être le fait (qui est une simple indication, et non pas un critère valable) qu'ils dépassent presque tous 10 m. d'épaisseur. Mais de très nombreux recoupements montrent qu'ils sont plus anciens que les filons de direction SW–NE (NE de la région étudiée, vers le pt. 925; SE du pt. 760; W du lac 480). La fig. 29 donne un exemple intéressant de recoupement qui permet de dater les unes par rapport aux autres plusieurs générations de filons kuanitiques et de Gardar.

Nous avons donc maintenant une coupure principale dans la période kuanitique, coupure qui sépare un ensemble d'Amphibolites Discordantes

Fig. 29: 2 km. au S du lac 435. Carte schématique de recoupements entre divers filons.

1) ADV 2.
2) ADJ avec de nombreuses bifidations et brusques épaississements, elle suit la bordure N de l'ADV sur 150 m. environ.
3) JD, filon d'affinité lamprophyrique.
4) BFD, dolérite porphyrique.
5) BD, dolérite d'âge indéterminé.
6) Faille; toute cette région est très tectonisée, ce qui explique les fréquentes bifidations des filons.
7) Zone recouverte d'éboulis qui empêchent de voir les relations entre la faille, les ADV et les ADJ. D'après la carte et des croquis de terrain.

Vieilles (ADV) orientées EW à SSE–NNW d'un ensemble d'Amphibolites Discordantes Jeunes (ADJ) orientées SW–NE.

Dans les ADV, on peut encore distinguer avec certitude deux générations successives (ce qui n'en exclut pas d'autres, mais les critères de terrain ne permettent pas de les mettre en évidence; cette remarque s'applique également à toutes les autres générations de filons). De part et d'autre du granite septentrional, la carte montre deux filons d'ADV orientés approximativement EW; il est probable qu'ils représentent les deux tronçons d'un même filon «effacé» sur 4 km. par le granite. Dans sa partie W, ce filon s'est mis en place dans une grande zone de cassure quartizitisée et très ancienne; la cassure ayant rejoué après l'intrusion des ADV, ces dernières sont localement diaclasées, mylonitisées ou même, dans la péninsule qui s'avance dans le Gaffelsø au NE de l'île, réduites à un «train de lentilles» parallèles. Enfin les grandes failles NNE–SSW

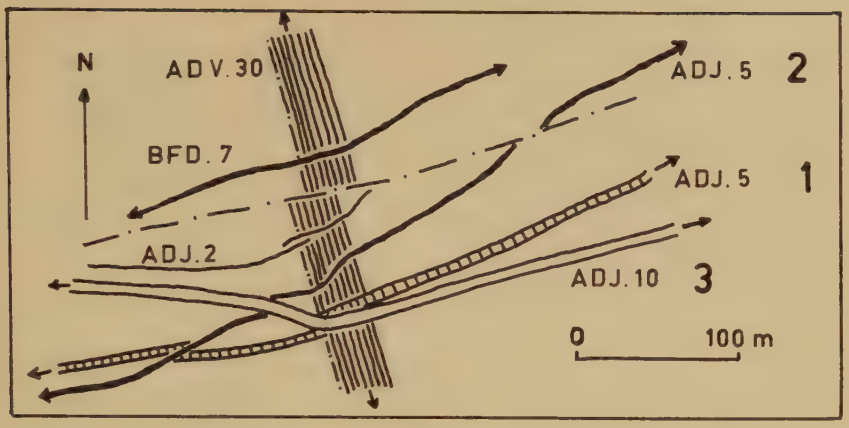

Fig. 30: SE de Kernesø. Carte schématique des recoupements entre ADJ, ADV et BFD (dolérite porphyrique). Les chiffres qui suivent le nom abrégé du filon indiquent son épaisseur en mètres; les chiffres gras à droite indiquent l'âge des intrusions successives d'ADJ. Les flèches montrent que le filon se poursuit en dehors des limites de la figure. Notons encore que les ADV se sont mises en place en suivant une ancienne zone faillée très visible sur le terrain (dépression en V notamment). D'après un croquis de terrain et diverses photos.

ont affecté l'ensemble cassures quartzitisées-ADV en déportant vers le N leur compartiment W. Or l'une de ces failles (celle qui passe par les lacs 480, Gaffelsø, 450, Kernesø) est coupée à deux reprises (lacs 480 et Kernesø) par des ADV qui ne sont pas déplacées; si bien que nous pouvons distinguer des ADV1 et des ADV2. Il est probable que le groupe de filons également mis en place dans la zone tectonisée au NW du granite se rattache à cette même génération d'ADV1.

A part les quelques filons dont nous venons de déterminer l'âge, les autres ADV notées sur la planche 3 ne peuvent pas être datées plus précisément.

Bien que les ADJ soient les plus nombreuses, nous n'avons trouvé que deux points où elles se recoupent entre elles; celà s'explique par leur direction régulièrement parallèle qui ne favorise pas les recoupements. Le premier point (fig. 26) ne nous apporte aucune indication car le croisement se fait dans un lac (N du pt. 690) et les filons intéressés sont trop petits pour que l'on puisse déterminer les relations d'âge par des critères géométriques. Le deuxième cas est très intéressant car nous y voyons cinq filons d'AD d'âges différents qui se recoupent au même endroit (fig. 30). Les trois intrusions d'ADJ ainsi déterminées sont indiscernables l'une de l'autre sur le terrain en l'absence de recoupement, si bien que, sur toute l'étendue de la région étudiée, seuls ces trois filons sont datés les uns par rapport aux autres.

Pour résumer, nous pouvons dire que:

1) la coupure entre ADV et ADJ est majeure, car elle est marquée par un changement de la direction des filons et par la formation ou le rejeu de grandes cassures.

2) la coupure entre ADV1 et ADV2 est un peu moins importante, car les directions des filons varient peu, mais on a une manifestation notable de la tectonique cassante entre les deux intrusions.

3) les coupures faites entre les trois intrusions successives d'ADJ sont mineures, car les directions des filons ne changent pas et l'activité des failles est nulle. Il s'agit probablement d'une seule intrusion, mais dont les filons ne sont pas rigoureusement synchrones. Une «génération de filons» doit être un phénomène bien défini dans le temps et dans l'espace; pour cette raison nous pensons qu'on peut l'appliquer à l'ensemble des ADJ, mais pas à chacunes des trois étapes d'intrusion mises en évidence sur le terrain.

Comme le montrent la planche 3 et les cartes dressées dans les régions voisines de notre territoire, les AD sont très rares dans le domaine des schistes verts ou suprastructure; elles s'effilochent et se perdent après y avoir pénétré sur quelques dizaines de mètres (centaines de mètres pour les très larges filons). Ce phénomène doit être dû aux propriétés physiques des schistes verts qui ont des plans de schistosité («S-planes») beaucoup plus prononcés que ceux du gneiss et qui, de ce fait, réagissent différemment aux contraintes extérieures telles que mylonitisation et intrusion de filon. Ces réactions particulières sont très nettes en ce qui concerne les filons kuanitiques et les cassures en général, mais moins nettes en ce qui concerne les filons de Gardar.

Après leur mise en place au cours de la période kuanitique, les filons ont subi d'importantes transformations pour parvenir à leur état actuel d'ortho-amphibolites. En effet, lors de la période sanérutienne, les conditions de pression et de température changent et on assiste à une montée régionale du front de métamorphisme, accompagnée par des mouvements de faible envergure dans l'ensemble du socle et par une légère minéralisation en silice et en fer. Ces phénomènes ne se font pas sentir partout avec la même intensité. Nous pouvons déduire cette évolution des observations suivantes:

– transformation des anciennes roches filoniennes en amphibolites; cette transformation s'est faite à peu près selon le processus décrit par A. POLDERVAART (1953, p. 263) sous le titre de ««normal» trend of metamorphic evolution of basaltic rocks» et a varié, selon les lieux, entre les conditions du faciès amphibolite à épidote et celles du faciès schistes verts. Ces conditions, d'après T. BARTH (1952), correspondent à des

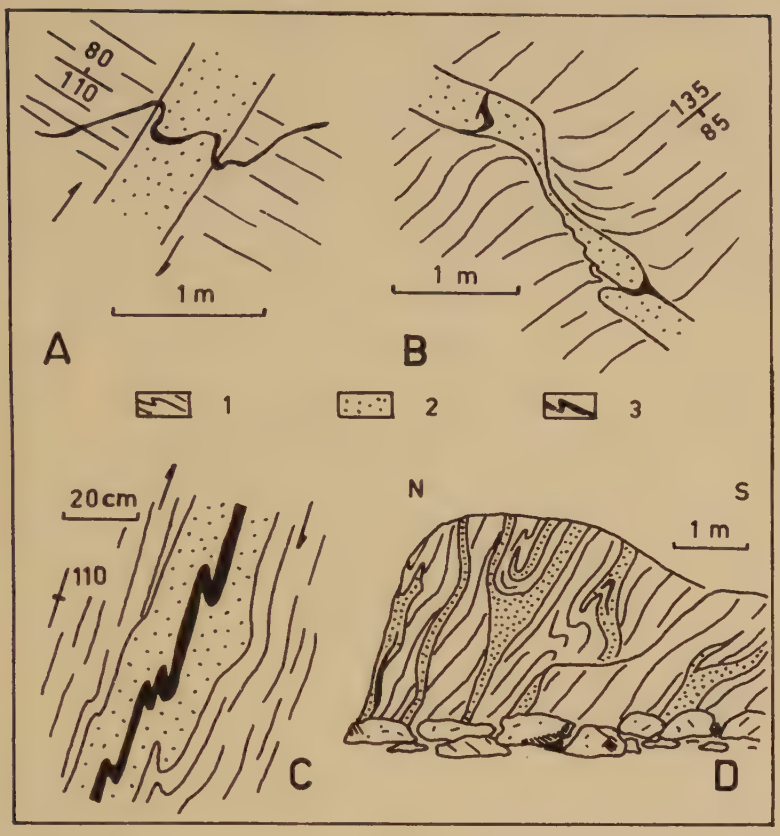

Fig. 31: Exemples de déformations lors du métamorphisme sanérutien. Région du massif septentrional des granites de Tigssaluk.

1) Foliation du gneiss encaissant.
2) AD.
3) Veine de quartz.

A – Le filon est nettement discordant de la foliation du gneiss; une veine de quartz s'est mise en place dans une diaclase coupant le gneiss et le filon, elle a été ensuite plissée en S par les mouvements des épontes, les flèches indiquant les mouvements (voir B. Engel, 1959). Dessin d'après photo.

B – Le gneiss a été légèrement replissé, ce qui a étiré les AD; les veines de quartz dans les AD montrent également des flexures. Dessin d'après photo.

C – Ici le filon s'est mis en place de façon presque concordante et les mouvements des épontes (sens des flèches) ont replissé en même temps le gneiss, le filon et la veine de quartz liée au métamorphisme sanérutien. D'après un croquis de terrain.

D – Les AD ont été affectées par un plissement assez intense qui a également repris le gneiss encaissant. D'après une photo en couleurs.

températures de 200–450° et des pressions de 1000–2500 atmosphères. Dans quelques rares cas (échantillons 36457 et 32410 par exemple), les filons ont été plus fortement métamorphosés et il est possible que l'évo-

lution métamorphique ait emprunté la ««abnormal» amphibolitic trend» de POLDERVAART; d'après K. SUGI (1931), le degré de métamorphisme correspond au «faciès amphibolite». Malheureusement nos données sont trop fragmentaires et ne permettent pas d'approfondir cette question.

– développement de veines et de lentilles quartziques le long et parfois au centre des filons; ces veines peuvent atteindre exceptionnellement 1 m. de puissance (lac 610, NE des granites); elles sont fréquemment minéralisées en pyrite et magnétite.

Fig. 32: S de Puiátup tasé.

1) AD.
2) Foliation du gneiss.
3) Veine de quartz.

Il s'agit ici d'une AD très métamorphisée, à bords francs, contenant des xénolites de gneiss dont la foliation concorde avec celle de la roche encaissante. Il est curieux de constater que la veine de quartz montre de nombreux plis ptygmatitiques, alors que les enclaves ne sont pas du tout affectées par un plissement. D'après un croquis de terrain.

– mouvements des anciennes cassures et léger plissement; les témoins en sont nombreux. Les bords des filons sont schistifiés ou même écrasés, phénomènes dus à un rejeu des cassures suivies par les filons lors de leur mise en place (les filons n'ayant pas suivi des cassures sur toute leur longueur, ils n'ont pas partout des épontes schistifiées, fig. 29). Les veines de quartz montrent souvent des plis ptygmatitiques On note dans le gneiss encaissant des plis ou flexures qui sont en concordance avec les formes des filons; des exemples détaillés de ces phénomènes sont donnés dans les fig. 31 et 32. Ces mouvements du socle s'amplifient et se généralisent lorsqu'on va vers le S: dans la partie méridionale de la péninsule d'Ivigtut, les AD sont fortement schistifiées, boudinées ou même plissées, et la granitisation s'y fait beaucoup plus intense, provoquant même la remobilisation des «granites de Julianehåb».

Aucun fait précis ne nous a permis de mettre en évidence, dans la région que nous avons étudiée, les deux «subphases» de la période sanérutienne observées dans la région de Kobberminebugt, au S de l'île de

Sánerut (A. Berthelsen, 1961); seul un vague indice pourrait s'y rattacher: Voir fig. 24.

Grâce à toutes ces observations, il est maintenant possible de nous faire une idée assez exacte de ce qu'étaient les filons actuellement amphibolitisés. Résumons nos principales indications:

1) mode d'affleurement en filons intrusifs du type dilationnel, à bords francs, avec «chilled contacts».
2) structure ophitique localement conservée.
3) augmentation de la grosseur du grain depuis le bord jusqu'au centre du filon.
4) structure parfois porphyrique.
5) présence d'amygdales et de xénolites.
6) présence de minéraux-reliques plus ou moins altérés tels que apatite, sphène et, dans un cas, pyroxène.
7) composition actuelle des amphibolites.

Tous ces faits démontrent que les AD se sont mises en place sous forme de roche basaltiques très semblables, probablement, aux dolérites avec ou sans olivine dont nous connaissons de nombreuses générations dans la période de Gardar.

L'évolution de l'ensemble des AD se termine avec leur métamorphisme; mais certaines d'entre elles sont affectées ensuite par divers phénomènes.

Tout d'abord, à la fin de la période sanérutienne, les granites de Tigssaluk font intrusion et coupent à l'emporte-pièce les AD (C. H. Emeleus, rapport cité et carte au 1:10000); le contact est tranché, sans trance de métamorphisme thermal; il n'est pas possible de suivre le tracé des filons à l'intérieur du granite, car on n'y trouve aucune structure fantôme; les veines d'aplite et de microgranite issues des granites coupent également les AD, parfois même assez loin de la limite gneiss-granite (NE du lac 455, E de Tigssaluk fjord; dans la bande de gneiss séparant les deux granites).

Ensuite, pendant toute la période de Gardar, l'activité temporaire de la tectonique cassante affecte localement les AD:

– mylonitisation qui se marque par des brèches tectoniques plus ou moins minéralisées, schistosité accentuée qui débite l'amphibolite en grandes plaques verticales parallèles à la direction de la mylonite et non plus à celle du filon, miroirs de faille, stries, etc. . . .

– minéralisation et pegmatitisation avec formation de quartz, carbonates, pyrite, magnétite, tourmaline (fig. 33).

– plus rarement, transformation tectonique de l'amphibolite en biotitite; dans ce cas, seule une petite zone au contact immédiat de la faille est touchée (1 km. au NE du lac 545, N du granite).

Ces phénomènes peuvent être complexes et on découvre dans une seule coupe mince les indices de plusieurs minéralisations et tectonisations successives. Par exemple, la coupe 32451 prélevée dans un petit filon sur la rive W du Gaffelso nous montre des prismes de tourmaline et une grande abondance de pyrite et d'oligiste dans une pâte à structure

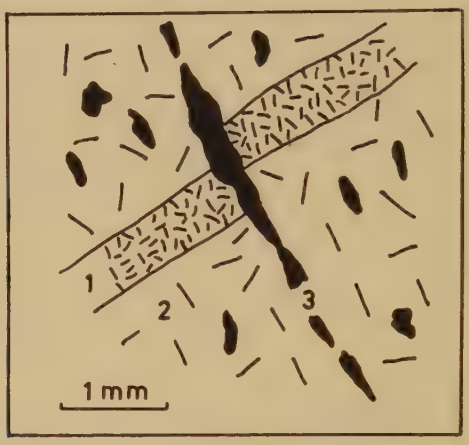

Fig. 33: NW du Gaffelsø. Une zone particulièrement riche en éléments ferro-magnésiens (1) s'est concentrée pour former une sorte de veine dans l'amphibolite normale (2). Lors de la mylonitisation du filon, une microcassure a déplacé cette zone, avant que la minéralisation en carbonates (3) imprégne la roche et occupe le réseau des diaclases. Dessin de plaque mince.

cataclastique, d'où l'on conclut à une première tectonisation et minéralisation de la dolérite amphibolitisée; mais la tourmaline et les minéraux opaques sont brisés et les espaces séparant les morceaux (qui, dans le cas de la tourmaline, ont une orientation semblable) sont remplis de plagioclase secondaire peu altéré qui contraste avec les plages très sériciti sées de la pâte, d'où nous déduisons une nouvelle activité de la cassure, suivie de la recristallisation d'une partie des plagioclases; les observations de terrain semblent bien confirmer cette interprétation.

Les mesures effectuées sur le terrain à l'aide du compteur de Geiger montrent que la radioactivité moyenne des filons kuanitiques, bien que faible, est plus élevée que celle des dolérites non amphibolitisées de la période de Gardar; cette augmentation de la radioactivité est certainement due aux apports liés au métamorphisme sanérutien et aux minéralisations postérieures. Très probablement, les éléments radioactifs sont contenus surtout dans la biotite et dans le sphène.

Sur l'ensemble du district d'Ivigtut (A. Berthelsen, rapport cité), on peut distinguer au moins trois générations d'AD. Mais la direction de chaque génération varie et il est difficile de corréler exactement d'une région à l'autre les diverses intrusions.

Il ne nous est pas possible de tirer des conclusions générales relatives aux Amphibolites Discordantes en nous basant sur la petite région que nous avons étudiée; c'est à l'échelle régionale qu'il faut considérer l'ensemble des phénomènes et les replacer dans le cadre de l'évolution tectono-magmatique de la province (voir A. Berthelsen, 1960 et 1961).

3. Les microgranites sanérutiens.

Au NE du granite septentrional, on suit sur 3–4 km. une série de filons dont la position est très particulière (planche 4). Nous en avons noté cinq dont l'épaisseur varie de 0,3 à 2 m., mais ne dépasse généralement pas 1 m.; leur direction NE–NNE ne correspond pas à celle des diverses générations de filons mis en place au cours de la période de Gardar, mais elle se rapproche beaucoup de la direction des filons kuanitiques jeunes (ADJ) de cette région. C'est surtout la localisation des filons de microgranite qui est frappante: on ne les trouve que dans une étroite zone de 4–5 km. de longueur sur 1 km. de largeur. Il se relaient et se divisent fréquemment; leurs bords sont très nets et le plus souvent rectilignes, mais, parfois, les épontes sont très irrégulières et il semble que la roche s'est insinuée dans les moindres cassures des gneiss encaissants; les contacts de refroidissement («chilled borders») s'observent toujours. Nous n'y avons pas noté de xénolite. La patine est le plus souvent gris-crème, mais elle peut passer longitudinalement au rouge, au jaune ou au blanc; la cassure a une couleur très semblable à celle de la patine; la roche est compacte, très homogène et les diaclases sont généralement rares, mais peuvent localement être très serrées et hacher la roche en nombreux parallèlépipèdes irréguliers arrangés dans le plan du filon.

Sous le microscope, nous voyons une roche très légèrement porphyrique avec des phénocristaux de 1–7 mm. dans une pâte microgrenue à grain très fin. Les phénocristaux comprennent du quartz à extinction roulante, de l'oligoclase An15–20 parfois zoné, de l'orthose et du microcline; les phénocristaux de feldspath et de quartz sont fréquemment groupés et montrent des associations micrographiques. La pâte est composée de quartz, microcline, orthose, oligoclase An5–10, paillettes déchiquetées de muscovite, de biotite et de lépidomélane; les minéraux accessoires sont les suivants: aiguilles d'apatite, minéraux opaques parfois limonitisés, sphène occasionnel et, dans la plaque mince 38022, un

petit peu de fluorine rose pâle remplissant les fissures d'un cristal de quartz.

La radioactivité des microgranites est relativement élevée: elle est du même ordre de grandeur que celle du granite de Tigssaluk (C. H. EMELEUS, rapport cité); les éléments radioactifs sont surtout contenus dans les réseaux de la biotite et des minéraux accessoires (E. E. PICCIOTTO, 1950, chap. I et II; E. RAGUIN, 1957, chap. XV).

Ces filons de microgranite porphyrique sont plus jeunes que les AD qu'ils coupent nettement (sur la rive SW du lac 665); ils sont également plus jeunes que les deux failles N115E (entre les lacs 665 et 610) qui, elles, coupent et déportent les ADJ. Le recoupement avec un JD, tel qu'il est figuré sur la planche 4 (rive SW du lac 665), n'est pas sûr car de nombreux débris morainiques masquent en partie l'affleurement: mais il est très probable que le JD coupe le microgranite.

L'âge post-ADJ et anté-JD, donc sanérutien, de ces filons acides est confirmé par une communication personnelle de C. H. EMELEUS qui nous a signalé la présence dans le granite, à 1 km. environ à l'WSW du lac 545, d'un sill microgranitique horizontal de 60 cm. d'épaisseur qui coupe le granite. C. H. EMELEUS a eu l'amabilité de nous en faire parvenir un échantillon qui nous a permis de comparer sous le microscope les microgranites intrusifs en sill dans le granite et en filon dans le gneiss: la similitude est très grande, sauf peut-être en ce qui concerne la fluorine, dont nous n'avons trouvé que quelques cristaux dans les plaques minces de filons, alors qu'elle est plus courante dans le sill.

Ces filons de microgranite sont certainement du type «dilation dyke» et non pas «replacement dykes»; en effet, ce caractère apparait immédiatement si on les examine, sur le terrain et sous le microscope, en utilisant les critères donnés par G. E. GOODSPEED (1940), S. KAITARO (1952) et A. SAN MIGUEL ARRIBAS (1955). A. DEMAY (1952) signale que de nombreux microgranites se sont mis en place sous forme de magma et que leur structure actuelle est due à une dévitrification parfois très prononcée; nos observations de terrain s'accordent très bien avec ce point de vue, mais les études microscopiques sont trop restreintes pour confirmer de façon sûre l'hypothèse de A. DEMAY; nous pensons toutefois qu'elle est la solution la plus vraisemblable.

Nous n'avons jamais trouvé de relation visible sur le terrain entre le sill et les filons de microgranite; en effet, ces derniers se perdent sous les éboulis et la moraine qui couvrent une grande surface entre les lacs 520 et 545; d'autre part, le sill ne se suit pas jusqu'à la bordure du granite. Nous pensons néanmoins, en nous basant sur l'âge, la composition et le mode d'affleurement, que ces deux types d'intrusions sont liés et qu'ils font tous deux partie d'une phase tardive de la mise en place du granite (voir E. RAGUIN, 1957, pp. 134–137). Parmi les nom-

Fig. 34: 1 km. au S du granite SE (Puiátup kûa). Lentille de granite rose intrusif dans le gneiss rubané à amphibole et biotite. Le contact est nettement tranché comme tout le long de la limite entre les granites principaux et les gneiss encaissants. Photo L. F. Bonnard.

breuses générations de filons visibles dans la région étudiée, c'est la seule qui se rattache à la période sanérutienne.

Un certain nombre de questions relatives à ces microgranites restent sans réponse actuellement: quel est leur rôle exact dans l'histoire de la mise en place du granite, quelles sont les raisons de leur présence dans une zone strictement délimitée au NE du granite septentrional, pourquoi leur direction est-elle beaucoup plus celle des filons kuanitiques que celle des filons de Gardar?

La discussion et, éventuellement, la résolution de ces questions sortent du cadre de ce travail et seront traitées par C. H. Emeleus dans son rapport final sur les granites de Tigssaluk.

A part les microgranites, on peut noter une série d'intrusions en relation très nette avec les granites de Tigssaluk; mentionnons rapidement ces observations, faites par C. H. Emeleus ou par nous-même, qui seront reprises en détail et discutées ultérieurement par C. H. Emeleus.

Premièrement, nous avons des veines aplitiques roses et des feuillets de granite à grain fin le plus souvent inclinés vers la masse principale de l'intrusion et très abondants sur le pourtour du granite SE; dans la même catégorie, on peut ranger quelques filons de granite qui se suivent

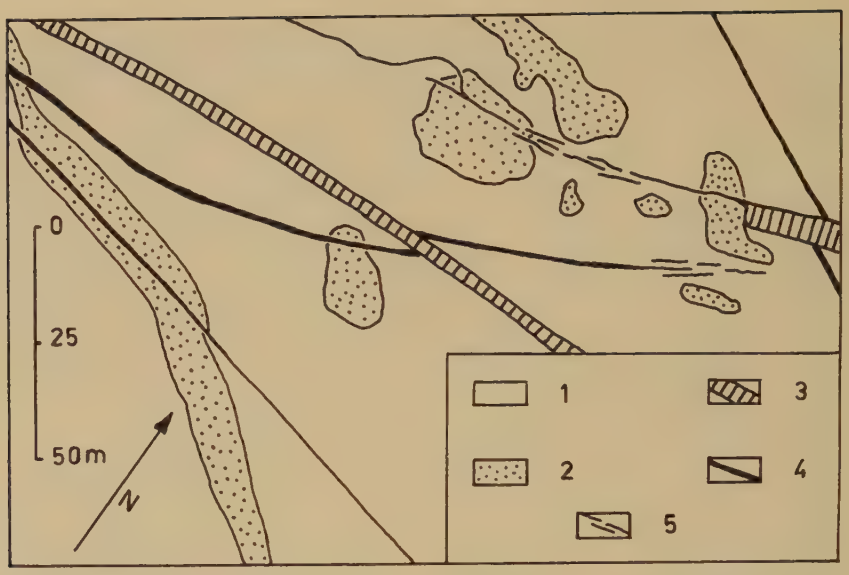

Fig. 35: 1 km. au S du granite SE. Carte schématique des intrusions granitiques en lentilles et filons dans le gneiss.

1) Gneiss rubané, voir fig. 34.
2) Granite rose-jaune.
3) Dolérite (BD); celle qui est située le plus au N semble être «stoppée» par la lentille de granite, qu'elle coupe cependant en émettant une apophyse étroite et sinueuse.
4) Filon lamprophyrique (JD).
5) Essaim de petits filons sinueux et anastomosés.

D'après des croquis de terrain.

dans le gneiss sur quelques centaines de mètres seulement (par exemple entre le Gaffelsø et la bordure NW du granite N).

Deuxièmement, nous trouvons (au N du pt. 285) plusieurs filons complexes intrusifs dans le gneiss et dans le granite, de 5–10 m. de largeur, orientés NE et composés d'un cœur de roche basique («diorite à biotite» de C. H. EMELEUS) gaîné par du matériel granitique; les divers recoupements montrent que ces filons sont du même âge que le granite principal; ils se suivent sur 800 m. à partir de la limite gneiss-granite. Entre le lac 455 et la bordure SW du granite SE, nous trouvons une grande lentille complexe (400 m. sur 200 m. environ) de «diorite à biotite» et de granite. Tout porte à croire que ces deux intrusions sont semblables et que leur mise en place suit de près celle des granites proprement dits.

Troisièmement, au S du granite méridional (confluent des rivières sortant des lacs 410 et 555), on note sur une surface de 5000 m² environ une dizaine de lentilles et de filons de granite rose-jaune, dont le grain varie de 0,2–1 cm.; le granite coupe le gneiss (fig. 34 et 35) et il

est lui-même coupé par des JD et BD. Ces petites intrusions représentent peut-être des irrégularités dans le toit de la grosse apophyse située à la bordure S du granite méridional et qui se prolongerait vers le S en profondeur.

4. Les filons lamprophyriques de Gardar.

Nous décrirons sous cette dénomination de nombreux filons mis en place au début de la période de Gardar, dont les caractéristiques (âge, composition, mode d'affleurement, origine) ne sont pas exactement définies. Sur le terrain, nous les avons nommés «Jern Diabas» (littéralement «filons à fer», abbréviation JD) à cause de leur haute teneur en pyrite; ce sont, pour une part, les «Black Dykes» de C. E. Wegmann (1938). Ces dénominations recouvrent un assez large éventail de roches et, si nous parlons de lamprophyres, nous n'y attribuons aucune signification génétique, mais uniquement pétrographique.

Les JD sont uniformément répartis sur l'ensemble du terrain; leur direction générale est approximativement N60E, sauf dans la partie SE de la région où ils ont une direction presque EW (planche 4); notons encore un petit filon dont la direction est «aberrante», à l'W du Kernesø.

Ce sont des filons qui ne dépassent pas 3–4 m.; leur patine est le plus souvent rousse ou rougeâtre, parfois grise, rose, brune ou noire; leur cassure varie entre le gris sombre et le noir bleuté; ils présentent très souvent un faciès porphyrique plus ou moins prononcé, dans lequel les phénocristaux de plagioclase ne dépassent jamais 1 cm. de longueur; il est courant d'observer dans un même filon le passage du faciès porphyrique au faciès normal et microcristallin. Le grain est toujours fin et la dimension des cristaux n'atteint 1 mm. qu'au centre des plus larges filons. Nous avons observé dans un lamprophyre (région du Stabelland) un xénolite de roche acide complètement recristallisé et altéré; le contact entre le xénolite et la pâte du filon n'est pas tranché et on voit nettement un passage de l'un à l'autre. Par contre, les contacts entre le filon et les roches encaissantes sont toujours francs et exempts de la moindre trace d'assimilation; les bordures de refroidissement («chilled borders») sont courantes.

Une des caractéristiques frappantes des lamprophyres est leur mode d'affleurement en essaim de filons parallèles qui se suivent sur de très longues distances, ce qui n'est pas le cas pour les autres générations de filons basiques. On a en général 4–5 filons de 0,2–1 m. de puissance répartis sur une largeur de 5–10 m.; leur trajet n'est pas rigoureusement rectiligne, mais il varie beaucoup dans le détail et dépend du réseau de diaclases antérieures à la mise en place (fig. 36). Sur la planche 4, les filons qui affleurent en essaim sur une grande distance ont été notés avec

Fig. 36: Entre le Gaffelsø et de pt. 880. Deux petits filons lamprophyriques faisant partie d'un essaim de filons parallèles. On remarque très bien les relations entre les diaclases du gneiss et la tectonique d'intrusion du filon (cf. S. KAITARO, 1952 et C. E. WEGMANN, 1938, p. 85). Photo M. WEIDMANN.

un figuré particulier; on constate qu'ils passent parfois à un seul filon simple. Dans la région qui se trouve au SE de Puiâtup tasè, nous avons noté deux essaims de filons lamprophyriques d'âge différent; après 2 km. environ, ils sont coupés et déportés par une faille N 10 E et l'un d'eux présente les caractères suivants: les nombreux filons qui constituaient l'essaim s'écartent progressivement les uns des autres et vont former un «essaim à grande échelle» de 5 filons parallèles qui se suivent à environ 100 m. les uns des autres.

Lorsqu'ils sont coupés par une faille, les lamprophyres sont cassés, laminés, scindés en lentilles écrasées, etc. . . .; ils prennent alors une teinte d'altération rouge brique analogue à celle des trachytes.

Le réseau de diaclases des lamprophyres est généralement prononcé dans les petits filons de plus d'un mètre.

Seuls les très larges filons ont déterminé des dépressions, mais, le plus souvent, les JD ne se marquent pas dans la topographie; l'altération météorique et le gel les débitent en plaquettes et en blocs irréguliers selon les diaclases. Il est rare de constater une altération en arène, comme c'est le cas dans les dolérites.

L'analyse microscopique des échantillons montre que la dénomination de terrain englobe des roches dont la composition est assez variable.

La roche est donc très souvent porphyrique et la structure de la pâte est usuellement subdoléritique (T. Krokström, 1933), mais on constate également des structures doléritiques, subophitiques, nésophitiques (F. Walker, 1957) et la présence fréquente d'amygdales de 1–15 mm. de diamètre. Plus rarement apparaissent des structures trachy-ophitiques ou fluidales. Les filons de quelques cm. à 1 m. de puissance montrent parfois des microlites de plagioclase nageant dans une pâte vitreuse ou partiellement dévitrifiée riche en palmes de dévitrification.

Le minéral le plus courant est le *plagioclase*, généralement assez séricitisé et dont la composition varie entre An20 et An50, la moyenne se situant vers une andésine An45; dans quelques cas, le plagioclase est plus ou moins albitisé. Dans toutes les plaques minces de JD, on trouve de la *chlorite* parfois très abondante, qu'il faut rapporter à la delessite. La *calcite* est très fréquente, elle peut parfois occuper jusqu'à 40 % de la roche. L'*olivine* se trouve parfois en assez grande quantité, mais elle est en général absente ou subordonnée. Il en est de même pour la *biotite* et le *pyroxène*; ce dernier est une augite titanifère et peut-être, dans un cas, du diopside. Trois filons seulement renferment des reliques de *hornblende* du type barkévicite. L'*orthose* est très fréquente, mais toujours en faible quantité. Les *minéraux opaques* (ilménite, magnétite, pyrite) sont présents dans tous les filons, ils occupent en moyenne 5–10 % de la roche. L'*apatite* et le *sphène* généralement leucoxénisé se retrouvent régulièrement. Beaucoup plus rarement et toujours en petite quantité, nous avons noté du *quartz*, de la *néphéline*, de la *limonite* et de l'*épidote*.

La radioactivité des JD est très faible, du même ordre de grandeur que celle des filons doléritiques de la période de Gardar; en un seul point (1 km. au NE du pt. 880), nous avons mesuré une assez forte radioactivité dans un lamprophyre mylonitisé par la grande faille N20E; mais cette exception est certainement due à une minéralisation liée à la cassure et tout à fait indépendante de la composition chimique propre du filon.

Il est difficile, sans analyse chimique précise, de faire entrer ces roches dans les classifications des lamprophyres (par exemple celles de E. Tröger, 1935; A. Johanssen, 1931–1939; J. Stansfield, 1923, etc. . . .); dans quelques cas, on peut les rapprocher d'une monchiquite, d'une kersantite ou encore d'une camptonite; mais ces délimitations sont assez artificielles car les variations dans la composition d'un même filon semblent assez grandes.

Le problème des lamprophyres est en effet loin d'être résolu; de nombreux auteurs ont tenté d'y apporter de la lumière, citons rapidement quelques contributions importantes: P. J. Beger (1923), J. Stansfield (1923), A. Knopf (1936), P. Eskola (1937 et 1954), D. L. Reynolds (1938), H. G. Smith (1946), E. Bederke (1947), A. San Miguel

ARRIBAS (1953) dans lequel on pourra trouver encore d'autres références à des articles récents.

En général, les auteurs qui étudient les lamprophyres dans les régions de migmatites pensent actuellement que ces filons sont largement indépendants des massifs granitiques profonds, dans le temps, l'espace et la composition (E. BEDERKE, 1947) et que leurs caractères particuliers sont dus à une activité hydrothermale synchrone ou postérieure à la cristallisation (H. G. FRANCIS, 1946; P. ESKOLA, 1954), ou à des phénomènes d'assimilation et de transfusion (D. L. REYNOLDS, 1938; E. BEDERKE, 1947), ou encore à un métasomatisme lié à la granitisation ou à la basification (P. ESKOLA, 1937; A. SAN MIGUEL ARRIBAS, 1953). C. E. WEGMANN (1948b) résume les idées actuelles: »... de nombreuses roches décrites sous le nom de lamprophyre ne sont pas autre chose que des filons basiques transformés».

Diverses observations nous font penser que les filons lamprophyriques de la région étudiée sont des roches primitivement basaltiques (probablement à olivine) qui ont subi des changements parfois assez prononcés et variables d'un point à un autre. Ces changements pourraient être dus à une assimilation par le magma basaltique des roches encaissantes (gneiss ou granite) à un niveau inférieur à celui que nous découvre actuellement l'érosion. En effet, les contacts observés sur le terrain ne donnent aucun indice net d'assimilation, mais il est possible qu'en profondeur les conditions de pression et de température aient été plus favorables à une mobilisation des épontes du filon; la présence dans un JD d'un xénolite de roche acide en voie d'assimilation par le magma basique pourrait en être une indication (voir C. E. WEGMANN, p. 87). Mais il est, à notre avis, plus plausible d'invoquer une activité hydrothermale contemporaine de la solidification du magma et qui ne s'est pas faite sentir partout avec la même intensité; cette hypothèse expliquerait mieux que la précédente les caractères des JD:

1) amygdales à remplissage de chlorite, calcite et albite.
2) abondance exceptionnelle de chlorite dans la plupart des filons.
3) géodes à remplissage de calcite dans le JD situé à l'W du lac 455, S des granites.
4) minéralisation parfois importante en pyrite.
5) zones de structure pegmatitique à calcite et chlorite (cristaux de 1–2 cm.) en bordure ou au centre de certains filons.
6) texture particulière du petit filon situé au NE du pt. 685 (voir fig. 37).
7) grande variabilité de la texture, de la structure et de la composition chimique et minéralogique qui ne peut être expliquée, sur le terrain ou en laboratoire, par des phénomènes indépendants ou postérieurs

à la cristallisation du magma, tels que failles, minéralisations, métamorphisme, altération superficielle.

Les JD n'ont pas de relations d'âge nettement définies. En effet, il n'est pas possible de les identifier sur le terrain d'après leur aspect car, d'une part celui-ci est variable et, d'autre part, ils peuvent facilement être confondus avec les générations postérieures de filons doléritiques plus ou moins porphyriques (BFD et BD). On ne peut donc se baser que sur les recoupements, et encore faut-il être prudent dans ce cas à cause des ressemblances que les JD peuvent présenter avec les filons jeunes.

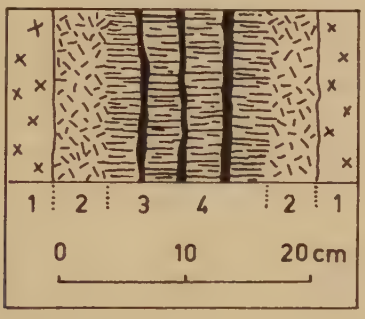

Fig. 37: Pt. 685, N du Gaffelsø. Coupe d'un petit JD montrant une texture due semble-t-il, à une activité hydrothermale prolongée et postérieure à la cristallisation du magma aux épontes du filon.

1) Gneiss homogène dont la composition est celle d'une granodiorite.
2) Roche de composition lamprophyrique, finement cristallisée, à patine rouge brique et cassure gris sombre, avec bordure de refroidissement vitreuse au contact avec le gneiss.
3) Trois filets de pyrite plus ou moins limonitisée situés dans le plan vertical du filon.
4) Quatre zones occupées par des prismes de hornblende de 2—4 mm. de diamètre arrangés perpendiculairement au plan du filon.

Le passage 2) à 4) est assez graduel, alors que le passage de 3) à 4) est très brusque; le filon présente cet aspect sur 3—4 m. D'après un croquis de terrain.

Nous pouvons dire avec certitude que la mise en place des filons lamprophyriques se situe entre celle des granites de Tigssaluk et celle des filons trachytiques (TR). Un recoupement sûr entre JD et BFD typiques a été observé près de la limite SW du granite septentrional (voir planche 4), d'autres sont signalés dans le granite par C. H. Emeleus (rapport cité); le BFD coupe toujours le JD. Comme la question de l'âge des BFD et des TR n'est pas tranchée elle aussi (voir le chapitre suivant), il faut se résoudre à laisser en suspend le problème des relations entre JD et BFD.

S'il est indiscutable que les filons lamprophyriques forment une génération de filons bien délimitée entre la mise en place des trachytes

et celle des granites, il ne nous semble pas indiqué de déterminer des «sous-générations» de lamprophyres en invoquant pour celà les re-

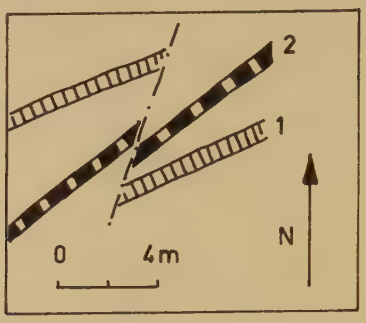

Fig. 38: 800 m. au NW du pt. 665, SW du Gaffelsø.

1) Filon de JD gris et porphyrique, déporté par la faille.
2) Filon de JD orangé et non porphyrique déporté par un rejeu de la faille.

2) est manifestement plus jeune que 1). D'après photos et croquis de terrain.

coupements d'un JD par un autre. Des quatre recoupements entre JD que nous avons observés, deux seulement sont semblables: au SW du Gaffelsø (fig. 38) et à l'E du Kernesø, le filon le plus jeune montre une

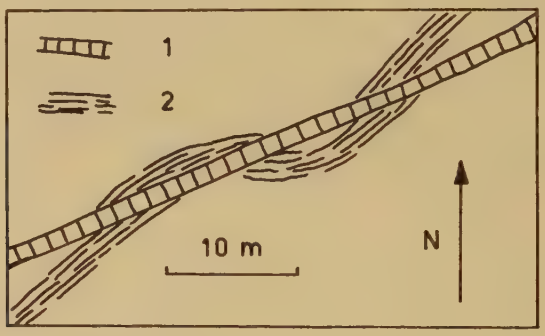

Fig. 39: 2 km. au N de Qaersutsiaq.

1) Filon lamprophyrique à patine orangée, peu porphyrique, finement cristallisé et pyriteux.
2) Essaim de petits filons parallèles, à patine brune, cassure très foncée, composition lamprophyrique.

2) semble avoir profité d'une zone très tectonisée pour se mettre en place; son tracé sinueux est caractéristique et se suit sur une assez longue distance. 1) n'a pas du tout été influencé par les nombreuses diaclases du gneiss et il est absolument rectiligne. Croquis d'après des photos de terrain.

patine grise, une cassure gris sombre, de nombreux petits phénocristaux de plagioclase et une forte proportion de calcite et de pyrite; le filon croisé a une patine rousse orangée, une cassure gris sombre bleuté, de

très rares phénocristaux de plagioclase et une faible proportion de calcite et de pyrite. Le troisième recoupement (SE de la région étudiée) se fait entre deux essaims de filons rigoureusement semblables et le quatrième (au N du pt. 690, non figuré sur la planche 4, voir fig. 39) entre un essaim de nombreux petits filons très sombres et un JD peu porphyrique à patine orangée.

Les caractères variables des filons, le nombre trop restreint de recoupements et la direction N60E presque constante de toutes les intrusions nous empêchent de faire, dans la période de mise en place des JD, des coupures plus fines, valables dans le cadre de la chronologie régionale; bien que nous ayons la preuve que des mouvements de faible envergure se sont produits au cours de l'intrusion des lamprophyres (fig. 38), il ne semble pas qu'il y ait plusieurs générations de filons lamprophyriques mais, comme c'est le cas pour les ADJ, seulement deux (ou davantage) étapes lors de leur mise en place.

5. Les filons trachytiques de Gardar.

Comme on peut le voir sur la planche 4, cette génération est mal représentée dans la région que nous avons étudiée; en effet, les filons trachytiques y sont peu nombreux et leur extension est toujours faible. Leur direction générale correspond plus ou moins bien avec celle des autres générations de la période de Gardar: dans la partie N et NE du terrain, où ils sont relativement nombreux, ils ont une direction presque EW alors que dans les parties centrales et méridionales, ils sont NE–ENE, avec deux filons «aberrants» dirigés SE.

Bien que leur épaisseur moyenne soit faible (0,8–1,5 m.; avec un maximum, exceptionnel, de 8 m.), ils sont très visibles sur le terrain à cause de leurs couleurs généralement vives qui contrastent avec la grisaille du gneiss (fig. 40); ils sont le plus souvent rouge brique, brun roux ou roses, parfois gris clair ou verts et ils présentent la particularité curieuse de changer de couleur sur quelques décimètres seulement: par exemple le filon trachytique qui se suit sur plusieurs km. au NW de la région passe plusieurs fois du rouge brique à un vert acide sur 60 cm. Ces changements de couleur ne semblent pas dus à des phénomènes d'altération superficielle car la teinte de la cassure, qui est toujours la même ou légèrement plus sombre que celle de la patine, change également sur une très faible distance. La pellicule d'altération de teinte plus claire que la roche fraîche mesure 1–3 mm. d'épaisseur.

Comme toutes les autres générations, les filons trachytiques peuvent être localement anastomosés, sinueux, schistifiés ou en essaim de petits filons parallèles lorsqu'ils croisent une zone où le gneiss est très tectonisé

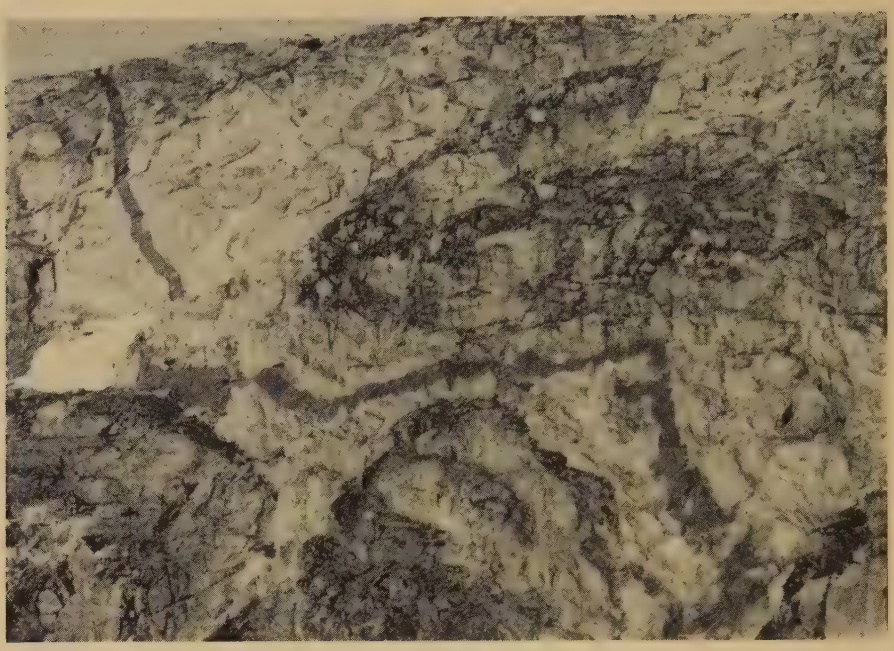

Fig. 40: 100 m. au S du pt. 880, NW du Gaffelsø. Filon trachytique rouge brique de 1 m. d'épaisseur, dans du gneiss homogène à chlorite et biotite.
Photo M. WEIDMANN.

(fig. 42), mais ils sont ordinairement massifs et peu diaclasés; on ne constate jamais dans le filon un système de diaclases régulièrement orientées: la roche est simplement cassée en blocs irréguliers et de petite taille. En un point (près du glacier de Sioralik) nous avons observé une brèche d'intrusion aux épontes d'un filon trachytique mis en place dans du gneiss mylonitique, mais nous n'avons jamais vu de véritable xénolite; partout ailleurs, le contact avec la roche encaissante est tranché et présente toujours des «chilled borders» plus ou moins vitreux de 1–2 cm. de largeur, verts, bleus, grisâtres . . . (voir fig. 41). On note très fréquemment, surtout dans les filons étroits et sinueux, des textures fluidales nettes soulignées par des traînées onduleuses de minéraux sombres, des alignements de phénocristaux, etc. . . . qui épousent les contours extérieurs du filon.

La roche est ordinairement très dure et homogène, parfois légèrement porphyrique (phénocristaux de 1–10 mm.) et montre localement une texture amygdalaire assez prononcée; les amygdales peuvent avoir jusqu'à 15 mm. de diamètre et présenter une structure fibroradiée plus ou moins nette avec remplissage de calcite, albite, chlorite et épidote.

L'examen sous le microscope nous montre une roche à grain généralement très fin (environ 0,2 mm.), légèrement porphyrique, dont la struc-

Fig. 41: Echantillon 38061, pris sur le contact filon-roche encaissante (voir fig. 42) dans un trachyte du type sodique, côte S de Sermiligârssuk fjord, en face de l'île. Le filon s'est mis en place dans un gneiss agmatitique albito-chloriteux, en voie de granitisation et très mylonitisé.

1) Roche encaissante sensu stricto, de couleur gris clair, à structure porphyroclastique, avec des traînées de minéraux opaques, de chlorite, d'épidote et de séricite.
2) Zone verdâtre dont la composition est semblable à 1), mais dont le grain est extrêmement fin.
3) Zone blanchâtre composée presque uniquement de feldspaths très altérés et indéterminables.
4) Zone rouge à grain très fin, montrant une structure fluidale peu prononcée, très riche en minéraux opaques et en limonite.
5) Bande vert foncé, composée de matière vitreuse montrant une fluidalité très nette; cette zone correspond à la bordure de refroidissement proprement dite et elle passe progressivement, sur 1 cm. environ, à la roche formant le filon.

Les contacts entre chacune de ces zones sont tranchés, sauf le contact entre 1) et 2). Dessin schématique d'après coupe mince et échantillon.

ture trachytique ou pilotaxitique (W. W. Moorhouse, 1959, p. 161) est plus ou moins prononcée.

La composition est variable: le *plagioclase* est presque toujours présent, parfois en assez grande quantité, sous forme d'albite An0–5 et, dans un cas, d'oligoclase An25. Dans la coupe mince 32431 (filon à 2 km. au S du Gaffelsø), on observe sur les poutrelles d'albite un curieux développement de minéraux opaques en forme de dendrites de 0,1–0,2 mm. de longueur.

Les feldspaths potassiques sont représentés par l'*orthose* et la *sanidine* en proportion également très variable.

Les minéraux ferro-magnésiens sont l'*amphibole* (hornblende verte), la *biotite* et le *pyroxène* (augite aegyrinique légèrement titanifère).

Les minéraux accessoires, régulièrement présents, sont le *sphène* plus ou moins leucoxénisé, l'*apatite* et les *minéraux opaques* (magnétite et ilménite) dont la proportion varie de 1–10 %, en moyenne 2 %.

Les minéraux secondaires, parfois très abondants, sont la *chlorite*, l'*épidote*, la *calcite*, la *séricite*, le *kaolin* et l'*hématite* qui donne à la roche sa couleur rouge foncé.

Dans une seule plaque mince, nous avons noté de la *néphéline* en assez grande quantité; nous n'avons jamais observé de quartz.

La plupart de ces roches entrent dans la classe des trachytes sodiques et certaines d'entre elles sont de véritables kératophyres; on a d'autre part un passage à des types plus basiques et plus alcalins: trachytes normaux à sanidine, trachyandésites, trachytes phonolitiques à néphéline (W. W. MOORHOUSE, 1959, et E. W. HEINRICH, 1956).

Il semble souvent que la roche originelle ait subi de fortes altérations à la suite d'actions hydrothermales liées aux minéralisations que nous avons constatées dans les mylonites et dans d'autres générations de filons; cette altération se traduit par divers phénomènes de carbonatisation, chloritisation, albitisation et séricitisation de la roche.

La radioactivité des filons trachytiques est élevée par rapport à la moyenne de celle des autres générations filoniennes. Il est difficile d'en préciser la cause; peut-être est-elle liée à des éléments apportés par les activités hydrothermales secondaires ou contemporaines de la mise en place des trachytes qui, dans la région étudiée, ont altéré et faiblement minéralisé des filons et des zones de faille et qui, sur la péninsule d'Ivigtut et dans le complexe intrusif d'Ika-Gronnedal, ont déterminé des concentrations de minéraux radioactifs riches en Th et pauvres en U, de sulfures et de carbonates (A. BERTHELSEN, rapport cité).

Une seule observation indiquerait que l'on a, au minimum, deux générations (ou deux étapes) dans la mise en place des filons trachytiques: sur la côte S de Sermiligârssuk fjord, en face de l'île, le recoupement nous montre (fig. 42) un trachyte du type normal à sanidine coupant un trachyte sodique proche d'un kératophyre. Malheureusement aucun de ces deux filons n'est daté par rapport aux autres générations de filons basiques, si bien que nous ne pouvons rien conclure de cet unique recoupement. Notons encore que C. H. EMELEUS (rapport cité) signale dans le granite deux filons trachytiques qui se recoupent.

Il n'est pas possible d'établir une chronologie dans les filons trachytiques en se basant sur la composition; celle-ci est trop variable à cause des divers processus d'altération décrits ci-dessus.

Si l'on considère l'âge des filons trachytiques à l'échelle régionale (A. BERTHELSEN, rapport cité), on constate que ces roches se sont mises

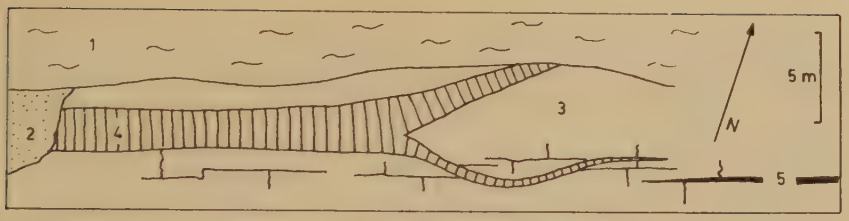

Fig. 42: Côte S de Sermiligârssuk, en face de l'île, visible à marée basse seulement.

1) Fjord.
2) Moraine.
3) Gneiss mylonitisé (voir la fig. 41,1).
4) Trachyte du type normal à sanidine, massif ou schistifié, blanc grisâtre, dont la mise en place ne semble pas avoir été influencée, dans le détail, par les nombreuses diaclases du gneiss mylonitisé.
5) Trachyte du type sodique, coupé par 4), rouge brique, toujours massif, minéralisé en hématite, qui suit très exactement les diaclases longitudinales et transversales de la cassure.

L'échantillon 38061 de la figure 41 a été pris approximativement sur le chiffre «5». D'après des croquis de terrain.

en place à diverses reprises au cours de la période de Gardar; sur la péninsule d'Ivigtut, on trouve des filons d'affinité trachytique qui sont d'âge a) post-sanérutien et anté-JD, b) post-JD et anté-BFD, c) post-BD2 et anté-granite d'Ivigtut, d) post-granite d'Ivigtut et anté-minéralisation en cryolite et carbonatite, e) post-filons xénolitiques à brèche d'explosion et anté-syénite du Kûngnât.

Dans les régions plus septentrionales, l'âge des trachytes est beaucoup moins bien fixé pour plusieurs raisons: ces filons sont très peu nombreux, ils ne se suivent jamais sur de très longues distances, leur direction est presque la même que celle des autres filons d'âge différent, si bien que les recoupements sont rares et que les observations des géologues qui travaillent dans ces régions ne concordent pas ou ne permettent pas de conclusion précise.

Dans la région étudiée, les quelques recoupements notés indiquent tous un âge post-JD et anté-dolérites (BD) pour la mise en place des trachytes. Ces observations ne prouvent pas l'absence de filons trachytiques d'âge différent qui pourraient se rattacher à l'une ou l'autre des générations définies sur la péninsule d'Ivigtut; cette possibilité ne doit pas être écartée, bien que la plupart des trachytes de la région d'Ivigtut semblent liés à une intense activité magmatique et tectonique très locale, concentrée autour de la «Mainfault zone» et du complexe syénitique d'Îka–Grønnedal tout au long de la période de Gardar.

Un fait doit cependant attirer notre attention: c'est la forte densité de filons trachytiques dans la zone très tectonisée au S et SW du glacier de Sioralik et tout le long de la côte de Sermiligârssuk fjord; la direction

Fig. 43: Crêtes au N du lac 580, E des granites. Dolérite porphyrique (BFD) très riche en phénocristaux. On remarque bien les bords sombres, finement cristallisés et non porphyriques qui présentent des diaclases de refroidissement perpendiculaires au plan des épontes. Photo L. F. BONNARD.

des filons y est nettement contrôlée par la direction des très nombreuses cassures qui broyent toute cette zone. Il est bien possible que la région E de Sermiligârssuk fjord présente des analogies, tant au point de vue tectonique que magmatique, avec la «Mainfault zone» d'Ivigtut. La découverte de quelques minéralisations en Pb, Cu et Fe, ainsi que la radioactivité relativement élevée mentionnée ci-dessus appuient cette supposition basée sur l'examen des filons d'affinité trachytique.

6. Les dolérites porphyriques de Gardar.

Les critères qui nous ont permis de déterminer cette nouvelle génération de filons sont beaucoup moins sûrs que dans le cas des générations précédentes et postérieures. Dans leur aspect, les dolérites porphyriques (dénomination de terrain: «Big Felspar Dyke», abbréviation BFD) ne se différencient des dolérites postérieures (ou BD) que par leurs phénocristaux et, plus rarement, leurs xénolites; mais les dolérites sensu stricto (BD) sont localement porphyriques, si bien que seuls les critères de recoupement sont valables pour déterminer les filons de ces

diverses générations. Les BFD rentrent probablement dans la catégorie décrite par C. E. Wegmann (1938) sous le nom de «Brown Dykes».

Les BFD peuvent dépasser 10 m. de puissance; leur patine est en général brune, avec des variantes roses, beiges ou rousses; la cassure de

Fig. 44: Entre le pt. 690 et Qaersutsiaq. Dolérite porphyrique et xénolitique de 13 m. de puissance, montrant des xénolites de plusieurs m3, ainsi que des bordures de 1—2 m., plus sombres et non porphyriques. Au bas de la paroi, la roche est très fortement cassée et schistifiée par une faille perpendiculaire au filon.
Photo M. Weidmann.

la roche est gris sombre ou gris vert foncé. Les bords du filon montrent toujours une zone de 10–100 cm. de largeur, finement cristallisée, de teinte plus foncée que le centre et absolument dépourvue de phénocristaux et de xénolites (fig. 43 et 44). La taille des phénocristaux de plagioclase varie de 1–15 cm. environ; leur forme est généralement rectangulaire

ou sub-rectangulaire et ils ont souvent leur grand axe orienté parallèlement à la direction du filon; ils sont blancs, grisâtres ou verdâtres lorsqu'ils sont très altérés; leur répartition est variable et on peut observer, le long d'un même filon, le passage progressif d'un «faciès» très porphyrique où les phénocristaux occupent environ 50 % du volume total de la roche, à un «faciès» peu porphyrique où l'on ne compte que quelques dizaines de petits phénocristaux sur une surface de plusieurs m2; les xénolites sont courants sans être abondants; leur taille varie de quelques décimètres de diamètre à plusieurs m3 (fig. 44); tous ceux que nous avons observés étaient des fragments, soit de gneiss avec une foliation encore visible, soit de roche acide profondément recristallisée et corrodée au contact dolérite-xénolite et dont la composition était celle d'une diorite quartzique ou d'une diorite.

La tectonique d'intrusion des BFD ne présente rien de bien particulier: comme c'est le cas dans les autres générations, ces filons peuvent se présenter en essaim de 4–5 intrusions parallèles; ils peuvent suivre sur une certaine distance des cassures pré-existantes qui font avec leur direction générale un angle assez fort (par exemple entre le lac 455 et Tigssaluk fjord).

Quelques caractères particuliers des BFD s'imposent après l'examen de la planche 4: tout d'abord leur direction NE à ENE et ensuite leur répartition strictement restreinte à une zone occupant la moitié SE du territoire étudié, à part trois petits filons plus au N dont la détermination n'est pas très sûre en l'absence de recoupement.

Sous le microscope, les BFD montrent une structure le plus souvent sub-doléritique plus ou moins nettement conservée et parfois une structure légèrement trachytique. Le grain de la pâte varie entre 0,1 et 0,9 mm. selon l'épaisseur du filon; ses éléments sont:

Plagioclase: généralement séricitisé, dont la composition varie de l'oligoclase à l'andésine (An 10–35), le plus souvent oligoclase An 15. Les phénocristaux sont de même composition ou légèrement plus basiques, présentant parfois un faible zonage normal; ils sont toujours fortement altérés avec formation de curieuses «palmettes» de séricite; certains d'entre eux sont en train d'être «digérés» par la pâte basique et ont partiellement perdu leurs formes primitives (fig. 45).

Pyroxène: le plus souvent représenté par quelques reliques qui ont échappé à l'altération; c'est une augite titanifère violette.

Amphibole: également quelques reliques, mais n'est pas présente dans tous les filons; c'est une hornblende verte banale.

Biotite et chlorite: sont courantes, parfois même abondantes, dans toutes les plaques minces; toutes deux sont liées aux reliques d'amphibole et de pyroxène.

Calcite: est présente dans tous les filons en petites quantités; elle peut accidentellement occuper jusqu'à 15 % du volume total de la roche.

Les minéraux accessoires toujours présents sont: *apatite* et *sphène* plus ou moins leucoxénisé, *ilménite*, *magnétite* et *pyrite* parfois limonitisées (de 3–10 %, dans un cas exceptionnel 25 %), *quartz* généralement assez rare.

Nous n'avons jamais trouvé d'olivine.

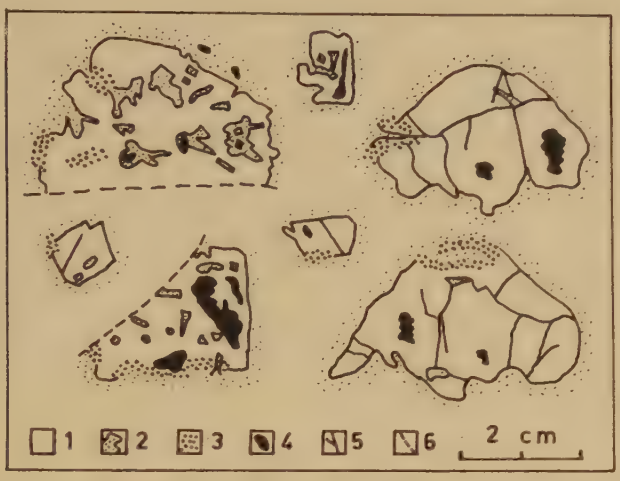

Fig. 45: Phénocristaux en voie d'assimilation par la pâte basique.

1) Plagioclase.
2) Pâte de composition basaltique, finement cristallisée.
3) Zones en voie d'assimilation, sans contact distinct entre 1) et 2).
4) Quartz.
5) Micro-cassures occupées par du matériel basique.
6) Bord de l'échantillon.

Certains individus ont conservé partiellement leurs formes cristallographiques, alors que d'autres sont arrondis. Les deux dessins de droite représentent le même phénocristal coupé selon deux plans parallèles situés à 0,5 cm. l'un de l'autre. Coupes polies d'échantillons.

Une évaluation de la composition minéralogique de la pâte à l'aide de l'intégrateur planimétrique de Leitz a donné les résultats suivants dans un BFD très peu altéré à grain moyen (0,7 mm.), échantillon 32967, côte N de Tigssaluk fjord, filon de 8 m.:

Andésine An30	12 %
Ti-augite	14 %
Magnétite-pyrite	10 %
Sphène-ilménite-leucoxène	14 %
Calcite	5 %
Quartz	4 %
Biotite	4 %
Chlorite	4 %
Apatite	1 %

On peut évaluer, dans cet échantillon, la proportion des phénocristaux à environ 20 % du volume total de la roche.

Il est difficile, en l'absence d'analyse et à cause de l'altération de la plupart de ces filons, de leur donner une dénomination pétrographique précise; ils ne peuvent pas être qualifiés de «basaltes à oligoclase» selon la nomenclature de F. WALKER (1952), car ils ne contiennent ni orthose, ni olivine; la composition primitive du filon non altéré devait probablement être celle d'une dolérite sans olivine et assez sodique ou d'une mugéarite.

L'altération est due à des activités hydrothermales secondaires que l'on ne peut, nous l'avons vu, dater avec précision et qui ont plus ou moins transformé les minéraux pré-existants en hornblende, biotite, chlorite, carbonates, séricite, sphène . . . et légèrement minéralisé les filons en pyrite. Comme dans le cas des autres générations de filons transformés par des processus hydrothermaux (JD, TR), l'intensité de ces altérations varie d'un point à l'autre.

L'âge des BFD n'est pas fixé avec précision par rapport à celui des filons trachytiques. C. H. EMELEUS (communication personnelle) leur donne un âge probablement identique à celui des TR, c'est-à-dire post-JD et anté-BD, ce qui correspond avec les recoupements que nous avons observés; comme nous n'avons, dans la région étudiée, aucun recoupement entre TR et BFD, il est impossible d'apporter plus de précision à la chronologie proposée par C. H. EMELEUS.

7. Les filons doléritiques de Gardar.

Les filons doléritiques sont les mieux représentés dans la région étudiée (planche 5) et, plus généralement, dans celle d'Ivigtut; ils forment l'élément le plus spectaculaire du complexe filonien tant par leur aspect que par leur nombre.

La dénomination de terrain «Brown Dykes» (abbréviation BD) adoptée par le GGU pour ce groupe de filons correspond approximativement aux «Brown Dykes» de C. E. WEGMANN (1938); nous userons indifféremment dans ce travail des termes de dolérite ou de BD pour désigner les trois générations de filons qui terminent, dans notre région, l'activité magmatique de la période de Gardar. Le terme de «Brown Dykes» correspondra au groupe défini sous ce nom par C. E. WEGMANN en 1938.

Les filons basiques décrits par J. F. HENDERSON et I. C. BROWN (1952) dans les NW Territories du Canada montrent des ressemblances frappantes (aspect, altération superficielle, mise en place, pétrographie . . .) avec des dolérites de la région d'Ivigtut: celles-ci forment des filons très visibles sur le terrain, qui se suivent généralement sur de grandes distances et dont la largeur peut dépasser 100 m. Leur patine

Fig. 46: W de Bikuben. Faciès très grossièrement porphyrique et xénolitique à la bordure NW du BD. Il faut noter le contact très brusque avec une apophyse sombre, non porphyrique, finement cristallisée, qui est émise par le corps principal du filon et qui coupe la masse porphyrique; c'est là un indice d'intrusion multiple, prolongée dans le temps. Photo M. Weidmann.

varie entre le brun foncé et le roux, avec des teintes parfois orangées, beiges et, plus rarement, grises. Ils forment parfois de beaux affleurements de roche moutonnée (fig. 62), mais ils présentent aussi la caractéristique de s'altérer en surface en se scindant en parallèlépipèdes déterminés par les systèmes de diaclases; ces blocs se déchaussent progressivement, leurs angles s'émoussent et ils finissent par former, d'une part des boules plus ou moins régulières, composées d'un noyau de roche saine entouré de couches concentriques altérées (texture en oignon), dont le diamètre peut atteindre 1 m., et d'autre part, une arène très homogène qui mesure parfois plusieurs décimètres d'épaisseur; ces arènes ont été étudiées par R. D. Crommelin (1937) dans les régions situées plus au S et leur composition est plus ou moins proche de celle de la roche fraîche selon le degré de contamination par des débris morainiques ou alluviaux. Ce mode d'altération est fréquent dans les filons doléritiques et a été signalé sous d'autres climats (au Congo par exemple, voir R. Woodtli, 1953, p. 115); il se manifeste surtout dans les très larges filons (plusieurs dizaines de mètres) qui se marquent dans la topographie par des dépressions parfois accentuées, alors que les plus

petits filons n'influencent pas du tout le modelé du terrain. Il semble, d'autre part, que les BD sont plus résistants que le gneiss à l'érosion glaciaire et moins résistants à l'érosion météorique actuelle, car les dépressions occupées par les grands filons suivent très souvent une ligne de crêtes (NW du Gaffelsø par exemple).

Leur cassure est sombre, grise ou verdâtre[1]); la roche est généralement homogène avec une structure ophitique souvent visible à l'œil nu; on note localement un «faciès» porphyrique qui peut être parfois très prononcé le long des épontes et faire confondre le BD avec un BFD (fig. 46); nous n'avons observé de véritable xénolite que dans deux filons seulement. D'autres accidents de moindre importance sont visibles localement dans les BD: structures fluidales ou «tourbillonnaires» le long des épontes ou même au centre des filons, bordures de refroidissement très finement cristallisées et parfois vitreuses, ségrégation de matériel acide sous forme de mouchetures de quelques cm. de diamètre ou de veines sinueuses traversant en tous sens la roche basique, «gabbro-pegmatite» ou «diabase-pegmatite» dont le contact avec la dolérite encaissante est brusque, mais sans trace de «chilled borders»; la composition de ces pegmatites est exactement la même que celle des filons qui les contiennent, mais leur grain est 5–10 fois plus grossier. Comme l'a montré C. E. WEGMANN (1938), elles doivent avoir été formées lors d'une phase tardi-magmatique; G. P. L. WALKER (1959) décrit dans les basaltes d'Antrim (Irlande) des «basalt pegmatites» qui, contrairement à ce que nous avons observé, montrent un enrichissement en Ti, Na, H_2O et peut-être Fe par rapport à la composition moyenne du basalte; ces pegmatites se seraient formées par différenciation du magma dans un milieu très riche en gaz.

C'est dans les très grands BD que nous trouvons les plus beaux exemples de diaclases; elles sont souvent perpendiculaires au plan des épontes dans les bords du filon et divisées en trois systèmes orthogonaux au centre (fig. 47). Le diaclasage n'est pas régulièrement distribué le long d'un même filon et semble dépendre des conditions locales de refroidissement de la roche; on trouve parfois dans ces diaclases des placages de minéraux secondaires tardi- ou post-magmatiques, tels que calcite, zéolite ou chlorite et, plus rarement, une schistosité modérée indiquant des mouvements peu importants.

C'est également dans les BD que nous avons observé les illustrations

[1]) Le BD de 7 m. qui disparaît sous le glacier de Sioralik ne montre pas de patine brune jusqu'à 100 m. environ de la position actuelle de la glace; A. WEIDICK (1959) donne un retrait du glacier d'environ 300 m. au cours des 80 dernières années; nous pouvons donc grossièrement estimer à une trentaine d'années la période nécessaire à la formation de la patine des roches dans les conditions climatiques actuelles de la région.

Fig. 47: NW du Gaffelsø, tout près du point de bifurcation du grand BD1. Diaclases bien développées au centre du filon et découpant la roche en cubes et parallélépipèdes réguliers; le BD mesure ici environ 150 m. de largeur.
Photo M. Weidmann.

les plus frappantes des divers caractères de la tectonique intrusive des filons: *apophyses*, *bifurcations*, *relais «en échelon»*, *formes «en bayonnette»*: tous semblent dictés par les diaclases anciennes de la roche encaissante (fig. 48) dans le cas des petits filons, mais ils paraissent caractériser parfois la tectonique intrusive d'un grand filon; dans ce dernier cas (par exemple le très large BD1 qui se suit depuis la rive NW du Gaffelsø jusque vers le glacier de Sioralik, voir planche 5), il est possible que ces phénomènes soient dus à une richesse particulière du magma en gaz sous pression; la «force d'intrusion» de ces filons aurait été beaucoup plus grande que la moyenne et le magma a cherché à profiter de la moindre fissure pour progresser dans son ascension; cette hypothèse est appuyée par le relai en échelon (situé à 100 m. à l'E du pt. 880, au N du Gaffelsø) dont le «pont» de gneiss est traversé par une quantité de petits filons sinueux et anastomosés qui relient les deux corps principaux du BD (fig. 49).

Brusques variations de direction: leurs causes peuvent être, d'une part, des cassures pré-existantes que le filon suit sur une certaine distance (fig. 26) et, d'autre part, les caractères particuliers des schistes verts décrits dans le chapitre «Les filons kuanitiques» (W du pt. 1018; E du

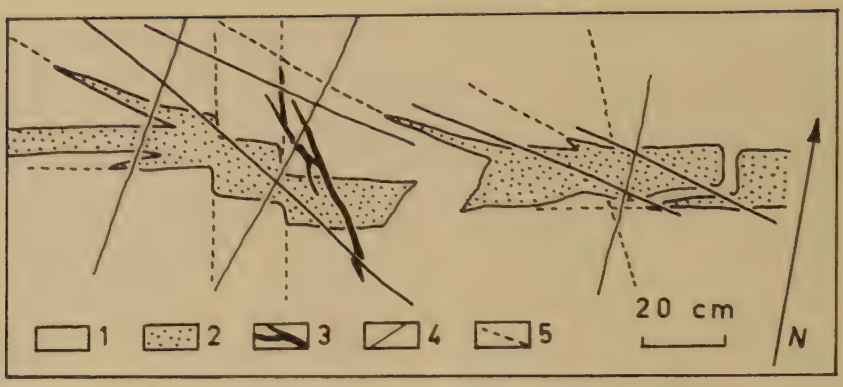

Fig. 48: 1 km. à l'W du lac 665. Petite apophyse d'un BDo.

1) Gneiss homogène.
2) Dolérite finement cristallisée avec, par place, des bordures de refroidissement très nettes au contact avec le gneiss.
3) Veine acide causée probablement par la remobilisation du gneiss sous l'effet du magma basique; elle suit une ancienne diaclase sur quelques cm. et elle est coupée par les diaclases post-BD.
4) Diaclases coupant le filon et le gneiss.
5) Diaclases anciennes occupées par le filon ou ses apophyses (voir S. KAITARO, 1952).

Les diaclases anciennes et jeunes ne montrent aucun rejet. D'après un croquis de terrain.

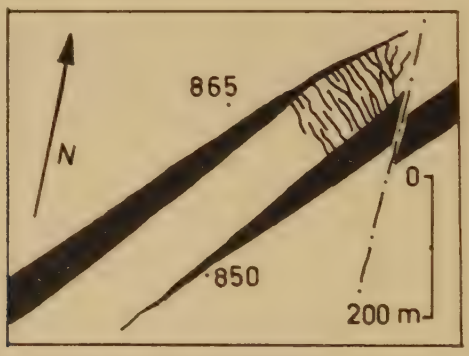

Fig. 49: 100 m. à l'E du pt. 880, N du Gaffelsø. «Pont» de gneiss entre les deux corps d'un même BD relayé en échelon. Ce «pont» est traversé par un réseau dense de petits filons sinueux. Le gneiss est homogène, très granitisé, et il ne présente ni diaclasage, ni schistosité. Le dessin est schématique et ne figure qu'une faible partie des petits filons. D'après photos et croquis de terrain.

lac 530). Si la direction des BD varie parfois, leur inclinaison est constante et reste toujours très proche de la verticale.

Essaims de filons parallèles: ils sont également dus à des zones de cassures pré-existantes; ils atteignent, avec les BD, des proportions très

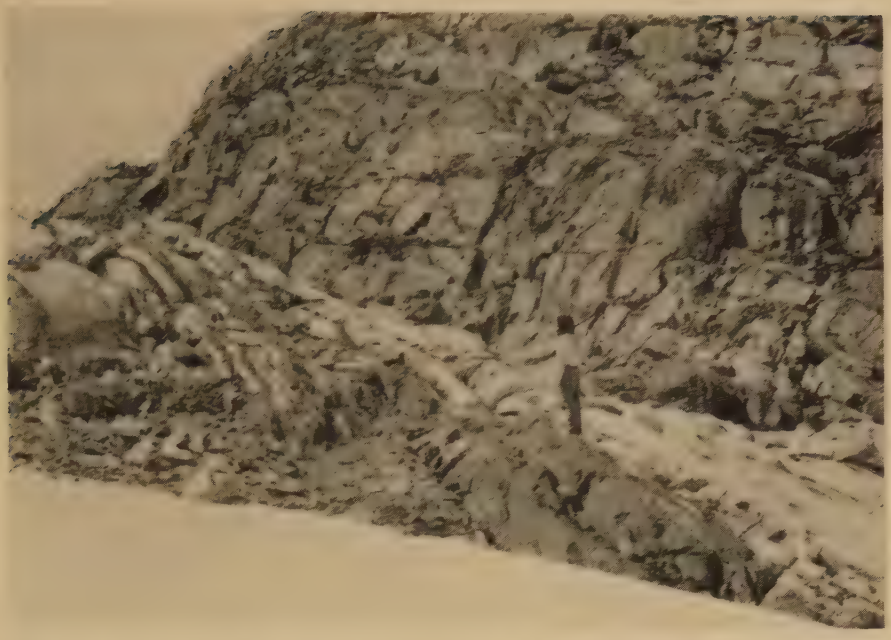

Fig. 50: 1 km. à l'W du lac 665. Un BDo de 25 m. émet une apophyse large de 3 m. qui n'est pratiquement pas ramifiée là où se tient le personnage qui donne l'échelle: ensuite le filon se transforme très rapidement en une quinzaine d'intrusions parallèles qui se suivent sur 20 m. environ avant de disparaître. Photo M. Weidmann.

spectaculaires (fig. 50: zone située à l'E du granite septentrional où un BD de 20 m. se transforme en une cinquantaine de filons de moins de 1 m., à grain très fin, répartis sur une largeur de 70–100 m.).

Brusques changements d'épaisseur: visibles surtout lorsque le filon se divise (NW et N du Gaffelsø: rive W de Tigssaluk fjord): en général la largeur des BD est relativement constante sur de grandes distances, mais il arrive parfois qu'ils s'étranglent et se terminent sur quelques dizaines de mètres, ceci sans raisons visibles sur le terrain (extrémité NE de Tigssaluk fjord: BD de 10 m. à l'E de l'île. Sermiligárssuk fjord): beaucoup plus rarement, les BD semblent «buter» contre un obstacle qu'ils ne traversent ensuite qu'avec peine (pointements granitiques au S du granite méridional, fig. 35: grosse pegmatite discordante dans les schistes verts à l'W du pt. 1018).

Mouvements des épontes: nous avons noté à plusieurs reprises sur les épontes des BD des stries horizontales qui indiquent un faible déplacement du filon par rapport à la roche encaissante; ces mouvements sont probablement les témoins d'un rejeu plus ou moins important de la cassure que le filon a suivie pour se mettre en place et qui se traduit

également par une schistosité et un diaclasage longitudinal parfois très prononcé.

Nous n'avons pas pu mettre en évidence dans la région étudiée (voir planche 5) une «certaine périodicité» que C. E. WEGMANN (1938, p. 89) signale plus au S à propos de la répartition dans l'espace des filons appartenant au groupe des «Brown Dykes».

C. E. WEGMANN (1938, pp. 88–92) note que, contrairement à ce que l'on observe dans les «Black Dykes» plus anciens, une des caractéristiques des larges «Brown Dykes» est la remobilisation très fréquente des roches encaissantes par le magma basaltique avec formation de veines acides ou même de petites brèches d'intrusion qui coupent le filon et la roche encaissante; il en déduit que les «Brown Dykes» ont dû se mettre en place dans des roches préalablement réchauffées. En se basant sur les observations récentes des géologues du GGU (lesquelles concordent avec les faits que nous avons exposés dans les chapitres précédents), A. BERTHELSEN (rapport cité) pense plutôt que «... the palingenetic influence exerced by some of the dykes is neither restricted to certain time intervals nor dependent on the magnitude of the dyke». Il suggère que la fusion des roches encaissantes (dans les rares cas où elle est présente) a pu être causée par un flux magmatique continu dans ces filons qui aurait atteint la surface topographique de la période de Gardar pour y donner des coulées de laves.

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, les filons plus vieux que les dolérites n'ont eu pratiquement aucune influence sur les roches encaissantes; certains BD, par contre, montrent des contacts «anormaux» qui, sans être aussi courants et spectaculaires que ceux décrits par C. E. WEGMANN, indiquent nettement une influence du magma basique sur les roches gneissiques des épontes: nous n'avons observé qu'un seul cas très «timide» de remobilisation du gneiss (1 km. à l'W du lac 665, voir fig. 48); C. H. EMELEUS (rapport cité) signale dans le granite des phénomènes de rhéomorphisme et une brèche intrusive au contact d'un gros BD et du granite; mais ce ne sont là, semble-t-il, que des accidents locaux. Les phénomènes les plus courants s'observent aux épontes de quelques filons dont la taille peut varier de 20–100 m. (faisceau de BD au NW de la région étudiée; région du pt. 880; pts. 705 et 765): sur une largeur de 1–10 m., le gneiss est profondément recristallisé, il devient porphyrique et prend une teinte rouge, il perd sa foliation et il est parfois transformé complétement en une roche granitique rouge, homogène, plus ou moins porphyrique; sous le microscope, la roche montre des feldspaths très altérés, du quartz qui a conservé une extinction roulante notable, mais qui semble fortement corrodé et recristallisé, des structures micrographiques plus ou moins développées selon les échantillons. Ces phénomènes ont souvent été

observés, en Scandinavie par exemple (remarque de P. A. Geijer à propos de la communication de D. L. Reynolds, 1950); ils seront examinés en détail par S. Ayrton qui en a noté de magnifiques exemples dans la région qu'il a étudiée. Rappelons encore à ce propos les phénomènes de métamorphisme de contact entre les BD et les roches ultramafiques (voir le chapitre «Les trois massifs importants du domaine des schistes verts»). On ne peut donc parler ici de «melting of the adjacent rock» (C. E. Wegmann, 1938, p. 91), mais seulement d'un métamorphisme thermal peu accentué; l'hypothèse présentée par A. Berthelsen nous semble mieux correspondre aux faits observés, mais, à notre avis, il faut tout de même noter que les BD ont eu sur les roches encaissantes une influence plus poussée que les filons des générations précédentes.

La composition minéralogique des dolérites est la suivante:

Structure: le plus souvent sub-doléritique, parfois sub-ophitique ou ophitique; les poutrelles de plagioclase vont de 0,8 à 6 mm., en moyenne 1–2 mm.; le grain de la pâte est également variable et augmente avec la largeur du filon, il a en moyenne 0,5–1 mm.

Plagioclases: présentent presque toujours un zonage normal; leur composition varie, dans les filons non altérés, entre l'andésine et le labrador (An30–60), mais ils sont parfois profondément albitisés ou transformés en séricite, zoïsite et calcite.

Olivine: est en général présente en petite quantité; le plus souvent elle est un peu altérée en magnétite, iddingsite et bowlingite; quelques filons sont dépourvus d'olivine.

Pyroxène: est toujours présent; il s'agit d'une augite titanifère violette ou rose, parfois zonée, montrant souvent des traces d'altération.

Amphibole: hornblende brune, parfois très fraîche et assez abondante.

Minéraux opaques: magnétite, ilménite, pyrite, avec des traces de limonitisation dans les filons légèrement altérés; entre 5 et 10 % du volume total de la roche.

Apatite: toujours courante, parfois même abondante, en prismes et aiguilles.

Biotite, chlorite, calcite: se trouvent en assez grande quantité dans les filons altérés.

Sphène: en petite quantité dans les filons altérés, il est le plus souvent leucoxénisé.

Nous n'avons jamais vu de quartz, d'orthose ou de feldspathoïdes.

L'analyse quantitative de quelques BD à l'aide de l'intégrateur planimétrique de Leitz nous a donné les résultats suivants:

Échantillon	32805	32450	32801	15264
Âge déterminé sur le terrain	BD non daté	BD0	BD1	BD0
Plagioclase	An30–55, 60 %	An40–50, 57 %	An35–50, 62 %	An45–75, 60 %
Ti-augite	17 %	13 %	9 %	13 %
Olivine	14 %	..	15 %	11 %
Minéraux opaques	6 %	9 %	6 %	4 %
Apatite et minéraux d'altération	3 %	21 %	8 %	12 %
«Olivine index» (cf. ci-dessous)	0,82 = BD2	0 = BD2?	1,66 = BD2	0,84 = BD2

L'analyse de l'échantillon 15264 est tirée de J. BONDAM (1956), p. 16, et se rapporte au large BD0 de 20 m. qui pénètre dans le granite au N du pt. 285.

La radioactivité des BD est, comme on pouvait s'y attendre, très faible (H. et G. TERMIER, 1956, p. 176) et ne présente rien de particulier.

De même que les autres générations de filons, les BD ont subi après leur mise en place, mais d'une manière beaucoup plus atténuée, les effets d'une activité hydrothermale régionale qui les a localement altérés.

Comme on peut le constater en examinant la planche 5, les dolérites se divisent en trois générations (BD0, BD1, BD2) que nous pouvons différencier par les critères suivants:

1) *les recoupements entre BD* tout d'abord, très nets et assez nombreux à cause de

2) *la direction des BD* qui varie avec chaque génération et qui favorise ainsi les recoupements; sans être un critère sûr, la direction générale des filons est une bonne indication; dans la région que nous avons étudiée, les directions des BD sont: BD0 = N50–70E, BD1 = N40–50E, BD2 = N30–40E.

3) *la composition des BD*; E. BONDESEN (communication personnelle) a fait des recherches à l'échelle régionale pour savoir si l'on pouvait différencier les BD par leur composition pétrographique et il est arrivé à la conclusion que, en utilisant l'«olivine index» $\left(= \frac{\%\ \text{pyroxène}}{\%\ \text{olivine}}\right)$ de chaque filon, on trouvait des valeurs différentes pour chaque génération; il présente ces résultats comme une hypothèse et ne prétend pas que ce soit là un critère absolu; il donne les valeurs suivantes pour l'«olivine index» des trois générations:

BD0 = «olivine index» très élevé.... troctolites
BD1 = 3,5–4,5 ..... dolérites à olivine troctolitiques
BD2 = 0,3–1,75 ..... dolérites à olivine ou dolérites

Le matériel dont nous disposions ne nous a malheureusement pas permis de faire une étude systématique pour confirmer ou infirmer cette hypothèse; les quelques résultats obtenus sont consignés dans le tableau ci-dessus; ils s'accordent mal avec les données de E. Bondesen, mais nous ne pouvons rien en conclure.

A. Berthelsen (1960b) énumère les nombreuses classes pétrographiques dans lesquelles se rangent les BD de la région d'Ivigtut: troctolites, dolérites troctolitiques, dolérites s. str., dolérites tholéitiques, dolérites protérobases. Nous n'avons déterminé dans notre territoire que des dolérites avec ou sans olivine, mais celà n'exclut pas la présence d'autres types pétrographiques.

4) *les recoupements entre BD et cassures N10–20E* permettent de différencier, d'une part, les BD0 et BD1 et, d'autre part, les BD2, car ces derniers ne sont jamais coupés par ces failles. Nous avons noté cependant une exception très nette: le grand filon qui traverse la péninsule du Gaffelsø coupe un BD0 et un BD1 au N du Gaffelsø et il est cependant coupé en deux points par des failles N20E. Notons encore que la formation ou le rejeu d'anciennes cassures (NNE et NNW) sépare les périodes d'intrusion des BD0 et BD1.

5) la couleur, la largeur, les caractères particuliers de la tectonique intrusive, le degré d'altération ou l'influence sur les roches encaissantes ne donnent aucune indication sur l'âge des dolérites.

8. Les filons de la période post-Gardar.

On trouve dans tout le SW du Groenland un important faisceau de filons doléritiques avec ou sans olivine, toujours concentrés dans les zones côtières et toujours parallèles au littoral. Ces filons ont un aspect absolument identique à celui des BD, mais ils ne sont jamais affectés par les manifestations tectoniques ou magmatiques de la période de Gardar. Dans la région d'Ivigtut, leur direction est régulièrement NNW et ils se divisent en deux générations.

Il est possible (A. Berthelsen, 1960b) que ces filons parallèles à la côte aient un âge crétacé-tertiaire et se rattachent aux basaltes des plateaux de la région de la Baie de Disko, à 1000 km. environ plus au N; ils seraient liés à des flexures côtières du même type que celles qui

ont été décrites par L. R. WAGER et W. A. DEER (1938) au Groenland oriental.

Dans la région étudiée, située à 20 km. environ à l'intérieur des terres, ces filons ne sont représentés que par trois petites intrusions (voir planche 5), dont la plus importante se suit sur 400 m., mais ne dépasse pas 1 m. de puissance; son recoupement avec un petit BD et sa direction prouvent nettement qu'il s'agit d'une intrusion d'âge post-Gardar. L'importance de ces filons est très secondaire sur notre territoire qui se situe donc à la limite de la zone affectée par les importantes flexures côtières.

Partie IV:

TECTONIQUE

1. Introduction.

L'évolution tectonique de la région étudiée a débuté au Kétilidien par la formation, en plusieurs phases, de la chaîne dite kétilidienne; elle s'est poursuivie pendant les époques kuanitique, sanérutienne et de Gardar, par des activités tectoniques plus cassantes que plicatives. Toutes les roches que nous avons décrites au cours des précédentes parties de ce travail ont été affectées par ces activités. Nous les décrirons dans leur ordre chronologique en commençant par les phénomènes de plissement et de migmatitisation pour terminer par la tectonique cassante. Cette IVe partie consistera donc surtout dans la description et l'explication des planches 6 et 7 et de la fig. 51.

A. Noe-Nygaard et A. Berthelsen (1952, fig. 11 et 13) ont attiré l'attention sur le fait que, dans des séries métamorphisées, migmatitisées et plissées, la foliation des divers gneiss ne correspond pas nécessairement avec les plans de stratification des roches originelles, si bien qu'une analyse structurale superficielle donnera du style tectonique une image très différente de la réalité. Il est assez difficile, dans la région que nous avons étudiée, de trancher cette question avec certitude, car les niveaux stratigraphiques qui permettent de déceler la stratification primitive sont rarement conservés dans l'infrastructure, alors qu'ils se suivent très facilement dans la suprastructure; cependant, là où ils sont visibles (surtout dans la région située au S du Gaffelsø), leur direction et leur plongement correspondent parfaitement avec la foliation des gneiss environnants. Cette observation, jointe au fait que les plis de la suprastructure passent parfois sans aucune discordance aux plis de l'infrastructure, nous indique que l'on peut assimiler en général la foliation des gneiss à la stratification primitive des roches non migmatitisées. Il est possible qu'il existe localement des exceptions, mais nous n'avons jamais pu les mettre en évidence.

Il est indispensable de préciser pour terminer que la genèse des structures décrites ci-dessous est souvent très hypothétique; lorsque plusieurs interprétations étaient possibles (c'est notamment le cas dans toutes les zones de gneiss homogène où les directions et plongements de

la foliation sont rarement visibles), nous avons délibérément choisi celle qui s'intégrait le mieux dans le cadre de la géologie régionale (communications personnelles de S. AYRTON et L. F. BONNARD, qui ont étudié les régions situées respectivement à l'W et à l'E de notre territoire; communications personnelles et synthèses de A. BERTHELSEN: rapport inédit cité, publications 1960 et 1961).

2. L'orogénèse kétilidienne.

Les roches kétilidiennes sédimentaires, effusives et intrusives peuvent se diviser, aussi bien d'un point de vue tectonique que pétrographique, en deux ensembles distincts: l'infrastructure et la suprastructure (voir partie I). Ces deux étages tectoniques («Stockwerke»), ainsi que les méthodes permettant de les étudier et de les différencier ont été décrits par C. E. WEGMANN (1935, 1947b, 1956, etc. . . .), J. HALLER (1956a) et d'autres auteurs.

Les trois phases de plissement successives qui nous ont donné l'architecture actuelle de la chaîne ont engendré des plis diversement orientés, si bien que les structures anciennes ont été replissées par les plus jeunes; il est très difficile, surtout dans des gneiss et des migmatites, de débrouiller l'écheveau complexe des divers plis et de rattacher chacun d'eux à l'une ou à l'autre des phases tectoniques, d'autant plus que nous n'avons pas eu la possibilité de mener à bien sur le terrain une analyse structurale très détaillée.

Plusieurs auteurs ont récemment abordé le problème des plissements successifs de directions différentes, tant du point de vue purement théorique et géométrique que de celui, basé sur l'observation, du naturaliste; nous ne reprendrons pas ici la discussion des structures complexes et des méthodes d'investigation décrites par CLARK, MCINTIRE, PLATT, RAMSAY, RAST, WEISS, WENK, etc. . . .; on en trouvera les références, ainsi que d'autres renseignements, dans les publications de L. E. WEISS (1959), L. U. DE SITTER (1960), J. SUTTON (1960).

A - La première phase de plissement.

A la fin du stade géosynclinal de la chaîne, les roches qui forment actuellement l'infrastructure et la suprastructure ont subi un métamorphisme qui, comme nous l'avons vu dans la partie I, n'a pas atteint partout le même degré.

Les premiers mouvements se font sentir presque en même temps que ce métamorphisme et déterminent des plis plus ou moins prononcés et déversés qui ne sont actuellement visibles que dans la partie S de

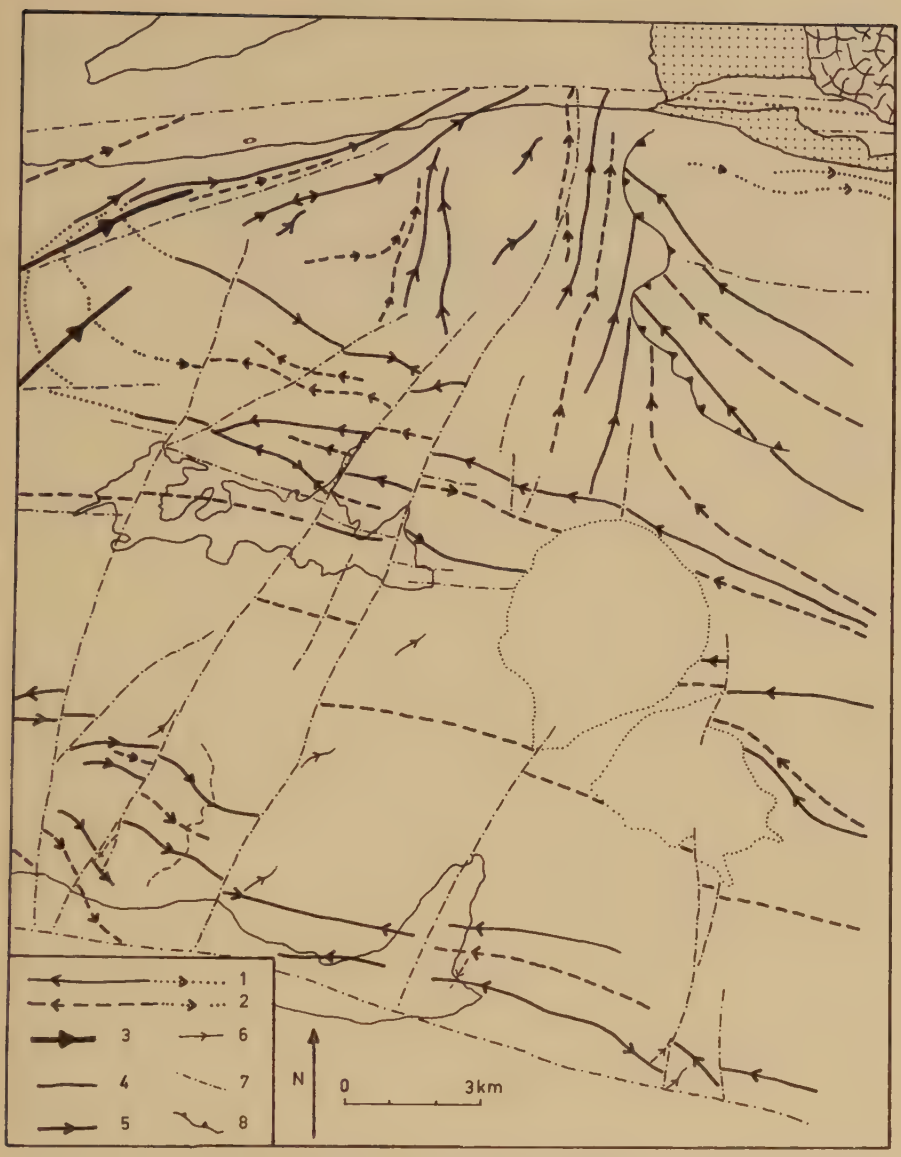

Fig. 51: Représentation schématique des axes des principales structures de l'infra- et de la suprastructure.

1) Anticlinal, direction et plongement de l'axe.
2) Synclinal, direction et plongement de l'axe; les pointillés indiquent que la solution proposée est très hypothétique.
3) Axe de la troisième phase tectonique.
4) Axe horizontal.
5) Axe de la deuxième phase tectonique.
6) Axe de la première phase tectonique.
7) Principales cassures affectant les structures kétilidiennes.
8) Chevauchement.

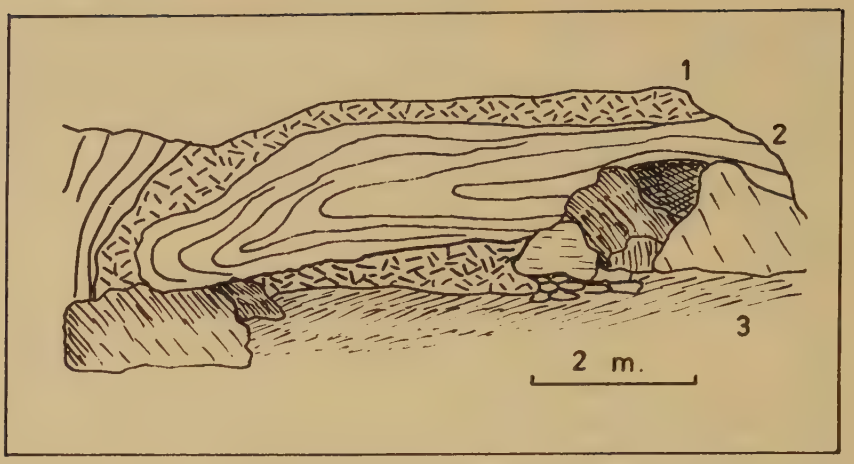

Fig. 52: S de Puiátup tasê. Dans des gneiss rubanés (2), plis couché se rapportant à la première phase de plissement et nettement souligné par une pegmatite syncinématique (1). Le premier plan est recouvert de débris quaternaires (3). Dessin d'après photo.

la région étudiée et entre les deux lacs 480, au N du Gaffelsø; ces structures n'ont pas une grande envergure (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) et sont discernables surtout par des microplis dont l'axe primitif N 10–40 E a été replissé par les phases tectoniques suivantes. On ne peut déterminer avec certitude le plongement de leur axe, car ces plis ne sont bien visibles que dans la charnière anticlinale EW qui marque la limite méridionale de notre territoire et qui les a fortement replissés. Les axes des plus grandes structures pouvant se rattacher à cette première phase tectonique ont été reportés sur la fig. 51; les plus nettement reconnaissables sont deux synclinaux situés à l'E et au S du Kernesø et qui se suivent respectivement sur 1 et 3 km.; les autres plis de direction NE situés au S du Gaffelsø et notés sur la fig. 51 se rapportent probablement à cette première phase, mais il n'est pas possible de l'affirmer. Il nous semble, contrairement à ce que signale A. BERTHELSEN (1960), que cette première phase de plissement devait déjà être accompagnée par des phénomènes de migmatitisation car nous avons noté, dans la région située au SE de Puiátup tasê, des structures d'axe N 30–40 E replissées selon des axes approximativement EW et soulignées par des grosses pegmatites discordantes (fig. 52); il ne paraît pas possible que des corps pegmatitiques aient pu se mettre en place en suivant aussi régulièrement le pourtour d'un pli couché déjà formé et il nous semble plus logique d'invoquer une migmatitisation synchrone de cette première phase tectonique.

D'après toutes les observations relatives à ce premier plissement, il semble qu'en général les plis étaient déversés vers l'W ou que leur

flanc W était plus raide que leur flanc E. Le style de ce premier plissement n'est pas très apparent, il n'est pas possible d'en préciser les autres caractères.

B - La deuxième phase de plissement et la migmatitisation.

La deuxième phase de plissement est la plus importante; elle coïncide à peu près avec la phase principale de migmatitisation. La direction des axes des plis varie, selon les régions, entre N50W et EW dans l'infrastructure et entre NS et NE dans la suprastructure; les structures ainsi formées déterminent l'architecture principale de notre territoire. Il n'y a certainement pas eu de stade de repos entre le premier et le deuxième plissement, car tout semble indiquer, comme l'ont noté E. H. Kranck (1957) et L. U. de Sitter (1960), que les processus de déformation et de migmatitisation sont continus, bien que l'on puisse y distinguer des phases plus ou moins nettement différenciées.

Les plis formés lors de cette deuxième phase tectonique se suivent régulièrement sur plusieurs dizaines de kilomètres lorsqu'on supprime les rejets des grands décrochements. L'interprétation présentée sur la fig. 51 nous montre les structures suivantes en allant du S vers le N:

1) un synclinal très pincé et très étroit, à plan axial vertical, qui n'est visible que dans l'extrémité SW de notre territoire.

2) une large voûte anticlinale dont le flanc S est plus redressé que le flanc N; de nombreux replis situés dans le plan axial de cette structure et souvent déversés vers le N ont replissé les plis NS dus à la première phase tectonique (voir ci-dessus) et compliquent l'allure générale; le plongement axial est variable, si bien que ce grand anticlinal dessine localement des dômes ou des «cuvettes» de formes douces.

3) un synclinal pincé à plan axial vertical dont la charnière n'est jamais visible, et qui se marque sur le terrain par une zone où les couches sont verticales; son plongement axial semble toujours voisin de l'horizontale, nous ne pouvons cependant l'affirmer.

4) une zone située entre le Gaffelsø et le domaine des schistes verts qui comprend une succession de trois anticlinaux et de deux synclinaux dont le style et la localisation exactes sont difficiles à préciser car ils se trouvent presque toujours dans des zones où le gneiss est passablement granitisé; les plongements axiaux de ces zones sont généralement dirigés vers l'W.

5) les plis de la partie orientale de la région étudiée, où les axes prennent une direction NW à l'E du chevauchement et retrouvent leur direction première EW aux environs du glacier de Sioralik; toute cette

région étant constituée de gneiss homogène, ces interprétations restent fort hypothétiques.

6) les plis de la suprastructure, dont les plus importants ont été notés schématiquement sur la fig. 51 et sur la planche 6. Les quelques synclinaux et anticlinaux notés se suivent sur plusieurs kilomètres, mais la plupart des plis de la suprastructure disparaissent rapidement ou sont relayés par d'autres dont l'allure et les dimensions varient très vite; le style du plissement contraste beaucoup avec celui de l'infrastructure par la succession rapide des anticlinaux et des synclinaux, par l'intense microplissement des charnières et par l'abondance des petits replis et des flexures de quelques dizaines de mètres d'envergure qui jalonnent les flancs des anticlinaux, alors que les synclinaux sont généralement étroits et pincés. Les axes des plis sont orientés NS et plongent assez fortement vers le N dans la plus grande partie du domaine des schistes verts; ils passent progressivement à des directions N40–60E avec plongement faible vers le NE dans la partie NW de la région étudiée. Au N de la grande cassure passant au N du Lysefjeld, tous les synclinaux et anticlinaux de la suprastructure sont déversés vers le N.

Le passage entre les deux étages tectoniques se fait le plus souvent graduellement par l'apparition, dans les gneiss de l'infrastructure dont les plis principaux sont orientés approximativement EW, de flexures, puis de plis nettement marqués de direction NS qui se prolongent dans le domaine des schistes verts (synclinal et anticlinal situés entre les lacs 480 et 710); nous avons également observé l'axe d'un synclinal passer progressivement d'une direction WNW à une direction NS (lac 545, N des granites). Nous voyons donc que, du point de vue du style tectonique, la suprastructure n'est pas exclusivement limitée au domaine des schistes verts non migmatitisés.

Dans la partie NW de la région étudiée, les relations des deux «Stockwerke» sont moins claires car elles ont été compliquées par les effets de la troisième phase tectonique (voir plus loin), alors qu'au NE, elles sont masquées par le chevauchement des gneiss homogènes.

Le contact entre les schistes verts et les gneiss migmatitisés, c'est-à-dire la surface supérieure du front des migmatites, est localement concordant avec les pendages des roches: au NE du lac 600, il est marqué par une zone de schistes quartzofeldspathiques contenant plusieurs bancs de quartzite qui ont peut-être joué le rôle de «niveau-barrière» (H. H. READ, 1951), semblable aux quartzites signalés à la limite gneiss-schistes par A. BERTHELSEN (1960 et 1961) dans la région d'Arsuk Ø. Partout ailleurs le contact avec les gneiss est discordant et coupe nettement les plis. Le contact entre la bande de schistes verts située dans la paroi dominant Sermiligârssuk fjord et les gneiss formant la région des pts.

Fig. 53: W des lacs 480. Petite flexure anticlinale causée par la mise en place d'une pegmatite syntectonique datant de la phase principale de migmatitisation (deuxième phase de plissement). Photo M. Weidmann.

890–1030 est nettement marqué par une discordance tectonique (faille au N du Lysefjeld dont le rejet vertical doit être important).

La présence de schistes verts non migmatitisés dans une région entièrement gneissique demande à être expliquée; on peut émettre de nombreuses hypothèses qui sont toutes valables dans l'état actuel de nos connaissances; nous en donnerons deux qui, à notre avis, correspondent assez bien avec l'ensemble des faits observés:

1) nos schistes verts ont été préservés d'une migmatitisation complète grâce à la présence de bancs quartzitiques, de sills, massifs et lentilles d'ultramafite particulièrement abondants dans cette région et qui ont joué le rôle de «niveau-barrière» résistant à la granitisation.

2) les schistes verts, primitivement situés à un niveau supérieur de l'édifice kétilidien, ont localement été rabaissés à un niveau inférieur, soit par faille, soit par des mouvements post-migmatitiques datant peut-être de la troisième phase tectonique et auxquels seraient dus les très forts plongements axiaux vers le N (entre 30 et 60°).

Ces hypothèses nous amènent tout naturellement à considérer l'âge exact de la migmatitisation dans la région que nous avons étudiée. Nous avons vu plus haut que les premières manifestations de ces phénomènes ont probablement dû se faire sentir en même temps que la première

phase de plissement; la migmatitisation s'est intensifiée au cours de la deuxième phase (fig. 53), vers la fin de laquelle elle a atteint son maximum, avant de s'atténuer progressivement, sauf en quelques points très localisés où le gneiss est particulièrement homogène et de composition franchement granitique (pts. 890, 880, N du lac 520). Il semble que l'on puisse assimiler ces trois régions, dont aucune ne dépasse 3 km² de surface, aux massifs de granite autochtones-parautochtones de la «Granite Serie» de H. H. READ (1951, 1954, 1955, 1957). La formation de ces petits pointements granitiques doit être mise en parallèle avec la microclinisation plus ou moins prononcée du gneiss homogène banal et doit dater de la troisième phase de plissement qui marque la fin des phénomènes de migmatitisation.

Cette schématisation est évidemment un peu trop poussée et on note quelques exceptions: localement, les zones de gneiss homogène concordent exactement avec le cœur des anticlinaux et les synclinaux sont occupés par des gneiss rubanés, comme si la série déjà granitisée avait été ensuite plissée; mais à quelques kilomètres de distance, la répartition des divers gneiss par rapport aux structures change complétement. Nous voyons donc que le front de granitisation n'est pas monté partout au même niveau et que, si le degré de métamorphisme est plus élevé au S du Gaffelsø, la granitisation est beaucoup plus prononcée dans la zone située immédiatement au N et NW du Gaffelsø et dans la partie NE de la région étudiée.

C'est à cette deuxième phase de plissement et de migmatitisation qu'il faut rapporter presque toutes les microstructures dont l'examen du point de vue cinématique donne de précieux renseignements sur les conditions régnant dans la «zone of plastic deformation» (E. H. KRANCK, 1956 et 1957); nous en ferons rapidement la revue en signalant les publications qui traitent plus en détail ces questions.

Les microplis («congruous dragfold» de G. WILSON, 1946, ou «parasitic folds» de L. U. DE SITTER, 1958), dont l'amplitude va de quelques centimètres à quelques décimètres, ont un axe qui concorde généralement avec celui des grandes structures; le style de ces microplis semble également refléter, toutes proportions gardées, celui des grands plis (L. U. DE SITTER, 1954), ce qui nous permet d'avoir une idée du style des plis dans les régions de gneiss homogène grâce aux reliques microplissées moins granitisées que l'on y trouve. Il faut ranger dans cette catégorie de microstructures les «quartz rods» (G. WILSON, 1953) et les «arrowhead structures» (E. H. KRANCK, 1957) qui sont fréquents dans le gneiss agmatitique et dans les schistes verts.

Nous ne trouvons aucune trace de schistosité en dehors des zones de cassure, si bien que, d'après la nomenclature de P. FOURMARIER (A. BAER, 1956; P. FOURMARIER, 1956), l'ensemble des roches de notre

Fig. 54: Intrusion ptygmatitique, selon la définition de G. Wilson (1952), dans le gneiss rubané de la région au S de Puiátup tasé. Photo M. Burri.

territoire se trouve dans la «zone à microplissement et foliation», sous le «front inférieur de schistosité»; il n'y a donc pas de relique de schistosité.

Les structures de boudinage et en «pinch-and-swell» sont très fréquentes et particulièrement bien visibles dans le gneiss rubané (E. Cloos, 1947; H. Ramberg, 1955); leurs dimensions varient entre quelques millimètres et plusieurs mètres. Les espaces entre les boudins sont toujours occupés par du matériel pegmatitique différencié dont le contact avec le gneiss est graduel.

Les plis ptygmatitiques sont courants dans les pegmatites des gneiss rubané et agmatitique (fig. 54 et fig. 11); leurs dimensions sont également très variables et les plus grands plis ptygmatitiques que nous avons notés se suivent sur plus de 50 m. J. Haller (1955) compare des plis ptygmatitiques dont les échelles sont très différentes et il estime que: «Die Vermutung liegt nahe, dass bei analogen Erscheinungsbildern teilweise auch gleichartige genetische und kinematische Vorgänge stattgefunden haben». Selon G. Wilson (1952), il se forme un «pli ptygmatitique» lorsque la roche encaissante montre les mêmes plissements que la pegmatite, alors qu'il faut parler «d'injection ptygmatitique» lorsque la roche encaissante n'est pas plissée. Ces deux types de structure ont été rencontrés. Nous n'avons pas fait d'observations assez détaillées et systématiques pour pouvoir aborder la discussion de la genèse des plis

Fig. 55: E de Bikuben. Schistes agmatitiques dans lesquels on distingue grâce aux différents «S-planes» de nombreuses phases de l'évolution géologique; la partie inférieure gauche de la figure est occupée par une pegmatite légèrement discordante et plissée qui date de la deuxième phase tectonique. Photo M. WEIDMANN.

ptygmatitiques; G. WILSON (1952) et H. RAMBERG (1956) pensent qu'ils rendent compte du champs de stress local et de la différence d'état physique entre la pegmatite et la roche encaissante; L. U. DE SITTER (1956) estime qu'il s'agit plutôt de veines de ségrégation qui n'ont pas nécessairement de relation avec les contraintes exercées au sein de la roche.

C. E. WEGMANN (1938) note que l'on peut rencontrer dans les gneiss et schistes verts quatre types de «S-planes» dont les âges et les origines sont divers; ils seraient:

1) d'origine sédimentaire ou effusive.

2) causés par les plissements successifs (lors de plusieurs phases).

3) causés par les mouvements de migmatites (lors de plusieurs phases).

4) causés par les mouvements en relation avec la tectonique cassante (lors de plusieurs phases).

Les types 2) et 3) semblent être liés et ne pas pouvoir être facilement distingués; ils forment avec les types 1) et 4) un réseau complexe dont l'analyse détaillée permet de reconstituer, dans les cas favorables, presque toute l'histoire géologique de la région (fig. 55).

Les linéations (E. Cloos, 1946) ne sont pas abondantes; la plupart d'entre elles représentent les intersections des différents «S-planes»; quelques-unes sont causées par la formation syncinématique de minéraux sur les «S-planes» du type 2)–3) et elles correspondent le plus souvent aux axes b (B. Sander, 1930, p. 119) de la deuxième phase de plissement.

C - La troisième phase de plissement.

La troisième phase de plissement ne se manifeste, dans la partie méridionale de la région étudiée, que par de faibles ondulations dans les flancs des grands plis d'axe EW. Elle est assez bien visible dans la région NW où les plis dirigés EW à NW–SE ont été tordus et leurs axes ont maintenant une direction NE. Selon A. Berthelsen (1960), le style de ce plissement est caractérisé par les structures suivantes: «semi-plastic refolding, twisting and bending». La grande faille passant au N du Lysefjeld est très probablement en relation avec cette dernière phase, de même que la «Pegmatite du Gaffelsø» (voir le chapitre «Pegmatites») qui est, en fait, une importante zone de cassures entièrement quartzitisée et contenant localement des brèches de faille à muscovite; le rejet de cet accident ne semble pas important, peut-être même est-il inexistant. Nous avons noté dans la même région de nombreuses autres cassures de même direction, également quartzitisées, qui doivent avoir le même âge que la «Pegmatite du Gaffelsø».

Comme nous l'avons vu plus haut, la migmatitisation se termine lors de la troisième phase de plissement en formant des petits massifs de granite localisés et en parachevant la granitisation des gneiss homogène et nébulitique.

Il n'est pas exclu, d'après A. Berthelsen (1960), que des écailles de roches «pré-kétilidiennes» aient été reprises dans l'orogénèse kétilidienne et intercalées dans les séries plus ou moins migmatitisées; de telles roches appartenant donc à un ancien socle n'ont jamais été nettement mises en évidence dans la région d'Ivigtut et nos observations n'apportent aucune donnée nouvelle dans cette question.

Plusieurs types d'accidents tectoniques dont l'âge n'est pas fixé avec certitude peuvent se rattacher à la période qui va de la dernière phase de plissement à la mise en place des premiers filons kuanitiques.

Ce sont, tout d'abord, des formations assez troublantes qui sont visibles localement dans le gneiss homogène. Il s'agit de zones allongées de quelques m^2, sans aucune liaison avec une faille ou une zone de joint, dont la direction est discordante par rapport à la foliation du gneiss et qui montrent souvent une texture bréchique. La composition de ces zones est la même que celle du gneiss homogène banal, mais l'altération y est plus prononcée et la structure est toujours cataclastique

ou porphyroclastique (F. J. TURNER, 1948). Il est possible que ces formations représentent d'anciennes cassures qui ont subi les effets de la troisième phase tectonique et les dernières manifestations de la migmatitisation. On peut rattacher à la même période une petite faille nettement reconnaissable située au N du lac 690 (NW de la région étudiée); elle se suit sur plusieurs centaines de mètres et elle est tordue et plissée comme le gneiss encaissant selon l'axe NE correspondant à la troisième phase de plissement.

Le chevauchement du gneiss homogène sur le gneiss rubané ou agmatitique s'est fait après la fin de la migmatitisation et avant la mise en place des filons kuanitiques. Cet accident est très bien visible sur le terrain: il est régulièrement souligné par une frange d'éboulis et le gneiss homogène de la partie chevauchante détermine des sommets dominant d'une centaine de mètres les régions de gneiss rubané et de schistes verts situées plus à l'W. Le plan de chevauchement est marqué par une zone de 20–100 m. d'épaisseur où la roche est schisteuse, recristallisée et rubéfiée; il plonge vers l'E de 50° environ dans sa partie N (lac 530) et de 10–30° dans sa partie S (lac 610). L'amplitude maximum du chevauchement doit être de 2000 m. environ dans la région située à l'W du Stabelland. Il ne semble pas que cet accident ait rejoué postérieurement à sa formation, car aucun des filons qui le traversent n'est schistifié.

3. Les accidents tectoniques des périodes kuanitique et sanérutienne.

Nous verrons au chapitre suivant les caractéristiques principales des failles (aspect sur le terrain, rejet, âge, minéralisation . . .), mais il faut déjà souligner la difficulté, voire même l'impossibilité, de dater une cassure avec précision; en effet, la plupart de ces accidents ont rejoué à plusieurs reprises et, si une cassure ne recoupe pas de nombreux filons basiques, d'autres failles et des plis bien délimités, on ne peut ni dater, ni mesurer l'amplitude des déplacements successifs d'une lèvre par rapport à l'autre. Pratiquement, il n'y a pas d'exemple d'une telle cassure «idéale» et nous en sommes réduits à supposer sans beaucoup de preuves l'âge de la «naissance» des failles.

A - La période kuanitique.

La période kuanitique est caractérisée par les intrusions successives de plusieurs générations de filons basiques. Dans l'intervalle séparant les intrusions, de grandes cassures se sont formées ou ont rejoué.

La zone mylonitique de la «Pegmatite du Gaffelsø» a rejoué sans rejet appréciable; d'autres failles orientées EW (W et NW du Gaffelsø)

ont déporté les ADV et les ADJ (voir les planches 3 et 7). Il est très probable que le découpage de la région étudiée en blocs allongés par les grandes failles orientées NS à N30E date de la période kuanitique (voir fig. 23). Deux de ces grands accidents (région du lac 435, S du Gaffelsø) ont tordu le gneiss sur 200–300 m. (voir planche 6), donnant un phénomène analogue au rebroussement des couches, mais à très grande échelle; le changement de direction des couches peut atteindre 45°, ce qui illustre l'assez grande plasticité du gneiss de l'infrastructure à l'époque kuanitique.

B - La période sanérutienne.

Comme nous l'avons vu au cours du chapitre consacré aux Amphibolites Discordantes, la période sanérutienne est marquée par un métamorphisme rétrograde variant à l'intérieur des limites du faciès amphibolite à épidote et probablement accompagné par un métasomatisme manifesté par la formation de quartz et de microcline (A. Berthelsen, rapport cité; 1960 et 1961). Des mouvements accompagnent ces phénomènes et ont nettement replissé, sur une grande échelle, le gneiss et les filons kuanitiques amphibolitisés dans les régions situées au S. d'Ivigtut. A. Berthelsen souligne qu'il est très difficile de distinguer, d'une part les structures dues aux trois phases de plissement kétilidiennes et, d'autre part, les structures sanérutiennes. Dans la région que nous avons étudiée, nous n'avons rien trouvé qui puisse indiquer des mouvements sanérutiens importants; seules quelques microstructures localisées juste à l'W du granite septentrional replissent des petits filons kuanitiques (fig. 31); nous avons vu plus haut que certaines cassures suivies par les AD lors de leur mise en place ont faiblement rejoué, ce qui a rendu schisteuses les épontes des filons et facilité la formation des veines de quartz et d'autres minéralisations. Il semble donc que le métamorphisme et les activités tectoniques sanérutiennes augmentent d'intensité lorsqu'on se dirige vers le S.

La mise en place des granites de Tigssaluk termine la période sanérutienne (voir le chapitre «Les microgranites sanérutiens»); il est possible que la zone très tectonisée que formaient les croisements de la cassure EW du Gaffelsø et des deux failles NS et N10E ait déterminé l'emplacement des granites. D'après C. H. Emeleus (rapport cité, 1958), on ne constate pas, au contact de l'intrusion, des mouvements importants, mais seulement un très faible changement de direction des couches du gneiss. Nous n'avons pas observé sur le terrain les microstructures telles que microplissement et schistosité signalées par P. Fourmarier (1959) au contact de certains massifs de granite intrusif. Des déformations de plus grande amplitude, visibles seulement à l'échelle de la carte, semblent également inexistantes.

Après la mise en place des granites, on note de nouvelles manifestations de la tectonique cassante qui affecte les massifs et leurs gneiss encaissants et qui précèdent l'intrusion des premiers filons lamprophyriques de la période de Gardar; peut-être ces accidents sont-ils dus à des phénomènes locaux de réajustement consécutifs à la mise en place des importantes masses granitiques.

4. La tectonique cassante de la période de Gardar.

Nous avons schématiquement classé les cassures en deux groupes distincts selon les critères suivants:

1) leur âge, ce qui détermine six catégories différentes (voir planche 7).

2) leur effet sur les roches qu'elles coupent (voir ci-dessous «Caractères généraux des cassures»), ce qui détermine deux catégories: d'une part les *zones de joint* qui sont des cassures sans déplacement d'une lèvre par rapport à l'autre, d'autre part les *failles* qui sont des cassures comportant un mouvement horizontal ou vertical d'une lèvre par rapport à l'autre. En l'absence de recoupement avec des filons ou d'autres accidents tectoniques, il est difficile de décider sur le terrain si l'on a affaire à une zone de joint ou à une faille, car toutes deux présentent le plus souvent un aspect identique.

Avant d'examiner dans leur ordre chronologique les différentes phases de la tectonique cassante de la période de Gardar, nous exposerons rapidement les principales caractéristiques des cassures et des roches mylonitisées de tous âges, telles qu'elles apparaissent sur le terrain et sous le microscope.

A - Caractères généraux des cassures.

En règle générale les cassures se marquent dans la topographie par des dépressions plus ou moins accentuées dont le profil dépend de leur orientation par rapport à la direction d'écoulement locale de l'inlandsis ou des glaciers postérieurs. La morphologie de ces vallées n'a aucun rapport avec le rejet des cassures, leur âge ou l'intensité des transformations subies par la roche encaissante; les fig. 56, 57, 58 montrent quelques exemples des différents profils sculptés par l'érosion glaciaire ou fluviatile. Les zones de cassure sont en relief dans certains cas exceptionnels: lorsqu'elles sont quartzitisées («Pegmatite du Gaffelsø») ou lorsque la recristallisation du gneiss mylonitisé les rend plus résistantes à l'érosion que les roches voisines restées intactes. Les cassures se marquent

Fig. 56: Paroi dominant le glacier de Sioralik. Profonde vallée en V dans le gneiss homogène intensément diaclasé et recristallisé par une importante faille de la période kuanitique. Photo M. Weidmann.

beaucoup mieux dans les divers gneiss que dans les schistes verts, car il n'y a pas une grande différence de résistance à l'érosion entre les schistes verts affectés par une cassure et ceux qui sont intacts, alors que cette différence est grande dans le cas des gneiss.

La largeur des cassures est très variable et ne semble pas dépendre de leur âge, de la nature de la roche qu'elles coupent ou de l'amplitude de leur rejet. En général la roche montre des traces de tectonisation sur une largeur de 5–30 m., avec passage graduel aux schistes verts ou au gneiss intact; cependant nous avons observé certaines cassures ou zones de cassures qui mesuraient plus de 300 m. de largeur, sans que le rejet en soit important; la grande faille de Sermiligârssuk fjord mylonitise le gneiss homogène sur une largeur de plus de 1500 m. à l'W du glacier de Sioralik.

L'aspect de la roche tectonisée varie également; on peut trouver le long d'une même cassure tous les degrés de déformation et d'écrasement, depuis un simple diaclasage jusqu'à un broyage et une recristallisation complète de la roche. Le cas le plus fréquent caractérise la plupart des zones de joint et montre un simple diaclasage sans modification appréciable de la structure de la roche. La direction des diaclases est parallèle à celle de la cassure, avec quelques diaclases perpendiculaires et plus rarement des diaclases obliques. Le diaclasage peut être

beaucoup plus prononcé et passer graduellement à une véritable schistosité que l'on peut assimiler à une rétroschistosité selon la définition de P. FOURMARIER et J. P. GRAULICH (1952). La rétroschistosité apparaît aussi bien dans les zones de joint que dans les failles importantes

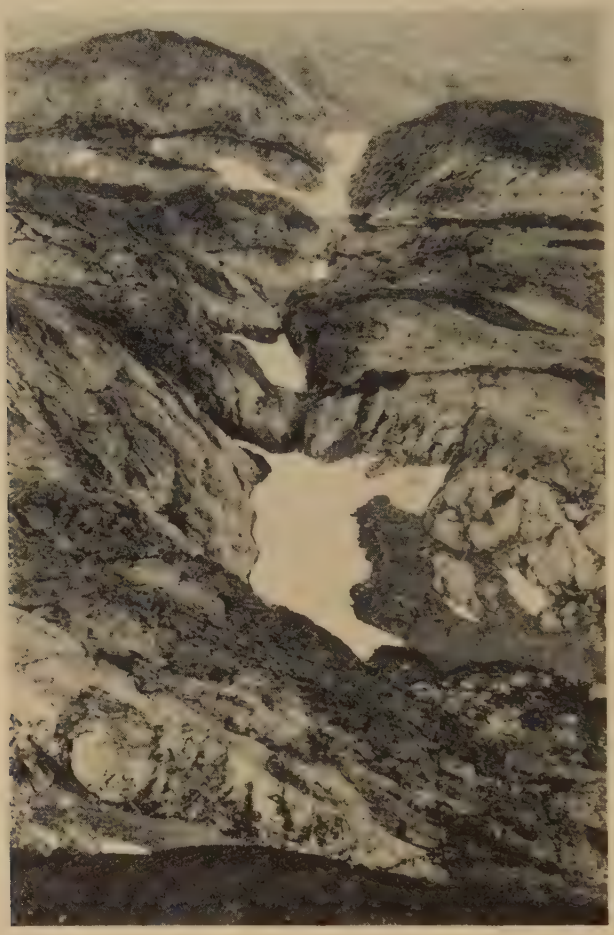

Fig. 57: Entre le pt. 690 et Qaersutsiaq. Importante faille orientée perpendiculairement à la direction d'écoulement du glacier; elle est marquée par un fossé de 20—40 m. de profondeur et de 50 m. de largeur environ. On note de nombreux filons basiques coupés et déportés par la faille. Photo M. WEIDMANN.

(fig. 59); les zones schisteuses sont en général assez étroites (5–10 m.) et délimitent la partie axiale de la cassure, elles passent transversalement et parfois longitudinalement à des zones simplement diaclasées. La direction et le plongement de la schistosité sont presque toujours concordants avec ceux de la cassure; on observe souvent dans les zones schisteuses des «microplis de schistosité» à axe vertical («incongruous dragfolds» de

Fig. 58: W du lac 665, NE de la région étudiée. La cassure est très visible dans le flanc de la vallée; ici l'érosion n'a pas profité de cette zone de faiblesse. Photo M. Weidmann.

Fig. 59: Côte S de Sermiligârssuk fjord, en face de l'île. Faille montrant une fine schistosité sur 1—2 m., avec passage graduel à un diaclasage parallélépipèdique. Le gneiss rubané à biotite et amphibole est complètement transformé en une roche brune, homogène, à grain très fin, composée de quartz, calcite, séricite, chlorite et feldspaths altérés. Photo M. Weidmann.

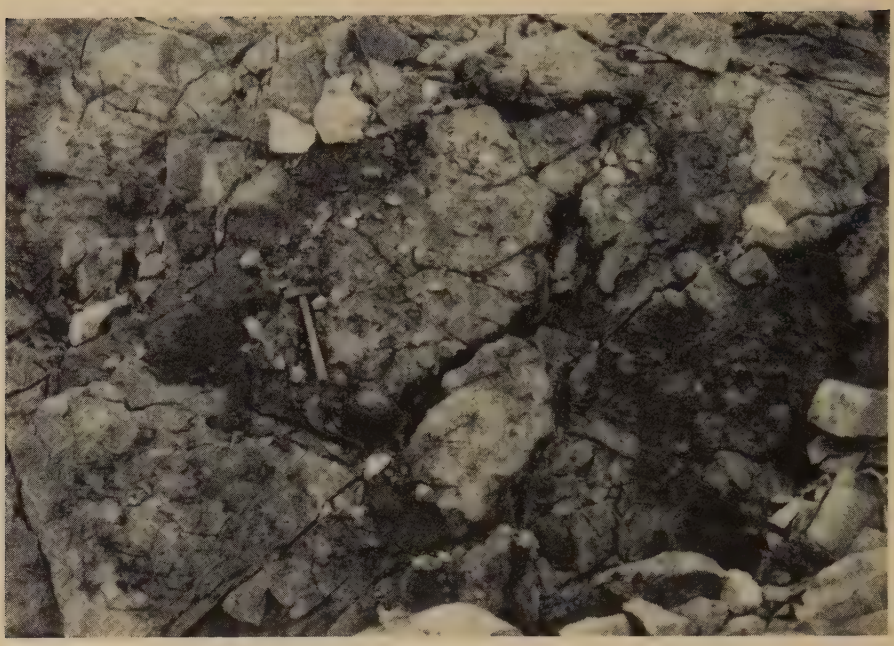

Fig. 60: NE de Lysefjeld. Petit affleurement de brèche de faille dans une cassure coupant du gneiss rubané. La brèche est entourée d'une roche schisteuse complètement recristallisée. Photo M. WEIDMANN.

G. WILSON, 1946) qui sont les témoins des mouvements de décrochements. Les stries et cannelures sur les miroirs de faille sont très rarement visibles; nous avons mesuré toutes celles que nous avons rencontrées et les indications ainsi obtenues sont souvent en contradiction avec les rejets importants déterminés par l'étude des recoupements de la cassure avec les filons basiques; celà nous permet de conclure à un rejeu de la cassure.

Les brèches de faille sont rares et nous n'en avons jamais observées dans les schistes verts; elles sont toujours très localisées (fig. 60) et se confondent souvent avec des phénomènes de pegmatitisation postérieurs à la formation de la cassure (fig. 61). Les éléments de taille variable (1–20 cm.) sont constitués par des fragments très recristallisés du gneiss encaissant, la pâte est en général sombre, à structure très finement cataclastique, riche en chlorite, séricite et quartz recristallisé. Lorsque la proportion de la pâte par rapport aux éléments augmente, on passe progressivement au terme ultime de la mylonitisation qui est constitué par une roche homogène, de couleur noire ou brune, de structure fluidale, dans laquelle on distingue parfois une purée de minéraux brisés et recristallisés et qui forme des sortes de filons sinueux dont l'épaisseur va de 1 cm. à 10 m. Ces formations curieuses sont toujours très localisées

Fig. 61: Pt. 940. Filon de pegmatite mis en place dans une diaclase parallèle à une importante faille et contenant de nombreux éléments de gneiss rubané. La pegmatite a probablement emprunté ses éléments à une brèche de faille toute proche. Photo M. Weidmann.

et exceptionnelles; la genèse de ces «Gangmylonit», «cataclasite» ou «pseudo-tachylite» n'est pas encore très bien connue (voir E. Raguin, 1957, pp. 142–159; N. Oulianoff, 1954), si bien que nous ne nous y arrêterons pas, d'autant plus que nous n'avons noté que quatre exemples de telles formations.

Les cassures sont souvent visibles de loin à cause de la couleur rouge ou rouille causée par la formation d'oxyde de fer provenant probablement des minéraux écrasés et recristallisés lors de la mylonitisation. La coloration n'affecte pas nécessairement toute la roche tectonisée; elle se présente en taches discontinues de formes capricieuses ou le long de certaines diaclases. Ces zones rouillées n'apparaissent jamais dans les cassures coupant le gneiss homogène, car ce dernier est généralement trop pauvre en fer, sauf lorsqu'il contient des pegmatites minéralisées en magnétite. Les zones rouillées tectoniques sont discordantes et n'ont aucune relation avec les zones rouillées sédimentaires et concordantes que l'on trouve dans les schistes verts.

Comme nous l'avons vu au cours des chapitres précédents, les cassures sont parfois minéralisées par des apports en relation avec les nombreuses phases de métamorphisme, de migmatitisation et d'altération hydrothermale qui ont marqué toute l'histoire géologique de la région

étudiée. Par ordre de fréquence, ces minéralisations consistent en quartz, feldspath, calcite, épidote, pyrite, muscovite, tourmaline et probablement en minéraux radioactifs; aucune d'entre elles ne présente un intérêt économique.

La plupart des cassures observées sont verticales; les quelques failles inclinées que nous avons notées (fig. 58, par exemple) ont des plongements qui varient entre 50° et 80° et qui peuvent passer de 50° à la verticale sur quelques centaines de mètres. Les mouvements verticaux sont très rares et la grande majorité des cassures sont des décrochements. Nous avons vu plus haut comment les amplitudes et les âges des rejets successifs ont été déterminés lorsque cela était possible. Constatons encore l'extraordinaire rapidité avec laquelle le rejet d'une faille «s'amortit» à ses extrémités; par exemple, un rejet de 600 m. passe à 1400 m. sur deux kilomètres environ. E. M. ANDERSON (1951) note qu'en Ecosse la longueur d'une faille est égale à 50–100 fois l'amplitude de son rejet maximum; cette proportion peut être beaucoup plus faible dans la région que nous avons étudiée (10–20 fois environ).

B - Tectonique cassante de la période de Gardar.

Les cassures qui se sont formées ou qui ont rejoué entre la mise en place des JD et celle des BD1 sont peu nombreuses et peu importantes, leurs rejets n'ont pas une grande amplitude et leurs directions sont variables. Cette période est donc surtout marquée par l'intrusion de nombreuses générations de filons.

Après l'intrusion des BD1, l'activité de la tectonique reprend sur une grande échelle et se manifeste par le rejeu et la formation de failles dont l'orientation varie entre N20W et N30E et dont le compartiment W est toujours déplacé vers le N; ce phénomène très général montre que le système des contraintes qui affectaient le socle à cette époque était le même sur toute l'étendue de la région étudiée.

Après une période de repos marquée par l'intrusion des BD2, une nouvelle phase de compression intervient et cause les très importantes cassures ou zones de cassures dont l'orientation est approximativement EW et dont le rejet atteint plusieurs kilomètres; ces accidents («Fjord-faulting») se retrouvent dans tout le Groenland du SW et ont déterminé l'emplacement de nombreux fjords et vallées.

Cette dernière activité et la tectonique cassante marque la fin de l'évolution tectonique de la région étudiée. L'intrusion des dolérites secondaires ou tertiaires et les grandes flexures côtières qui leur sont liées ne sont pas ou très mal représentées dans la région qui nous intéresse, si bien que nous ne nous y arrêterons pas.

Partie V:

CONCLUSIONS ET VUES GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Cette vue d'ensemble ne saurait évidemment être extrapolée pour donner une idée exacte de l'évolution tectono-magmatique de la région qui s'étend de Sermiligârssuk fjord à Julianehåb, cependant nous allons en énumérer rapidement les grand traits, car, bien que le territoire que nous avons étudié occupe une surface relativement modeste, nous avons la chance d'y voir les traces de tous les phénomènes qui se succèdent au cours d'un «drame-type» (H. et G. Termier, 1956, tableau III, pp. 218–219; H. H. Read, 1954 et 1955; R. W. van Bemmelen, 1949, table 73, p. 275).

1. - Stade géosynclinal kétilidien.

– sédimentation détritique et pyroclastique combinée avec un volcanisme ophiolitique complexe comprenant la succession suivante:
pillow-lavas de composition probablement spilitique,
sills hypothétiques de gabbro-anorthosite (communication personnelle de A. Berthelsen),
sills de gabbro,
sills d'ultramafite de composition probablement péridotitique.

2. - Stade orogénique kétilidien.

— métamorphisme régional, migmatitisation et métasomatisme quartzofeldspathique et sodique qui ont transformé les séries volcaniques et pyroclastiques basiques en gneiss de composition dioritique à granitique.

– ré-intrusion des roches ultramafiques le long de la zone de faiblesse du Gaffelsø; trois phases de plissement métachrones avec interférence des styles tectoniques caractéristiques de l'infrastructure et de la suprastructure à la bordure des deux «Stockwerke».

– formation de granites autochtones sodiques, puis de granites parautochtones à tendance potassique (H. H. Read, 1955).

3. - Stade post-orogénique kuanitique.

– alternance de phases de tension avec intrusion de filons basiques (probablement doléritiques) et de phases de compression avec formation ou rejeu de cassures.

4. - Stade de réactivation sanérutien.

– remontée du front thermal régional, ce qui détermine un métamorphisme rétrograde de l'ensemble des roches.

– faible activité de la tectonique cassante et plicative.

– métasomatisme quartzofeldspathique, potassique et (?) boré.

– mise en place de granites potassiques post-tectoniques en batholites discordants, accompagnés de divers satellites filoniens et de roches hybrides basiques et ultrabasiques.

5. - Stade de repos post-orogénique de la période de Gardar.

– alternance de phases de tension avec intrusion de filons et de phases de compression avec formation ou rejeu de cassures. L'évolution magmatique est très complexe et il est difficile d'en préciser le mécanisme, car la succession des diverses intrusions n'est pas toujours connue avec certitude; cependant l'ensemble des données récoltées dans la région d'Ivigtut indique un magmatisme du type «atlantique» avec une nette tendance alcaline qui pourrait s'inscrire dans la suite théorique de différenciations que F. TURNER et J. VERHOOGEN (1960, p. 448) font dériver des «primary alkaline olivine basalt magmas».

– des processus d'altération hydrothermale et des minéralisations localisées continuent à se faire sentir tout au long de la période de Gardar.

L'histoire géologique de la région nous montre l'ampleur et la diversité des échanges de matière entre les différents niveaux de la croûte terrestre au cours des temps: depuis les apports et départs d'éléments par des processus métasomatiques qui peuvent changer un gabbro en gneiss de composition granitique (voir P. LAPADU-HARGUES, 1949 et E. WENK, 1956) jusqu'aux considérables masses de magma en fusion qui sont montées par les filons.

Peu de données sont actuellement disponibles pour estimer l'âge absolu des phénomènes que nous venons d'énumérer: selon S. MOORBATH, R. K. WEBSTER et J. W. MORGAN (1960) (voir également A. BERTHELSEN, 1960b), le Sanérutien se situe autour de 1590–1600 MA, ce qui permettrait de considérer cette période de réactivation du socle comme un contrecoup de l'orogénèse nagssugtôqidienne visible entre 64° et 69° de latitude N; les massifs intrusifs d'Illímaussaq et du Kûngnât, datés du Gardar supérieur, ont donné des âges de 1077 et 1240 MA. Bien que

ces chiffres soient encore provisoires, nous pouvons affirmer avec certitude que nous nous trouvons dans des terrains précambriens anciens et il faut abondonner l'âge de 600 MA donné par A. Holmes (réf. in C. E. Wegmann, 1947a) pour le granite d'Ivigtut daté du Gardar moyen à supérieur.

Au cours de ce travail, nous avons pu mettre en évidence les grands traits de l'évolution géologique d'une région de gneiss précambriens plissés, cependant de nombreux points restent obscurs et demanderaient, pour être éclairés, une optique et des méthodes nouvelles. Pour conclure, nous citerons L. U. de Sitter (1960) qui résume le problème en quelques mots: «. . . Much work has still to be done in order to arrive at a better understanding of the interaction between the infrastructure and the suprastructure, between the stressfield and the metamorphosing factors. The relative intensities of the successive tectonics and metamorphic phases determines the final shape and character of an orogen, but we still have to learn how to determine and formulate this relation satisfactorily».

Partie VI:

MORPHOLOGIE ET GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

1. Morphologie.

Le SW Groenland se trouve, du point de vue climatique et morphogénétique, dans le «domaine périglaciaire sans pergélisol» (J. Tricart et A. Cailleux, 1955); l'alternance saisonnière et journalière du gel et du dégel y joue un grand rôle (L. C. Peltier, 1950) et attaque maintenant les reliefs dégagés par le retrait de la calotte et burinés par les glaciers locaux plus récents.

Les observations qui vont suivre confirment tout à fait l'opinion que P. Graff-Petersen (1952) émet au terme de son étude (p. 274) sur la région du glacier de Frederikshåb: «There is every reason to believe that a generally similar glaciomorphological development (. . .) will be found to apply to large parts of the west coast of Greenland».

La morphologie de la région étudiée est simple dans ses grandes lignes (voir planches 8 et 1); entre les deux fjords orientés EW, s'élève un plateau aux bords abrupts qui présente une surface grossièrement concave (sommets de 600–800 m. au-dessus de Tigssaluk fjord, dépression dans la région du Gaffelsø 450 et sommets de 800–1000 m. dominant Sermiligârssuk fjord). La partie S du plateau est entaillée par des belles vallées glaciaires orientées NNE; vers l'E, les granites de Tigssaluk s'élèvent au milieu de la dépression centrale et culminent à 1280 m.; au N, la succession des points hauts est localement interrompue par des vallées orientées NE. Le relief est donc peu accentué sur le plateau et on peut très bien se représenter l'ancienne morphologie préglaciaire en atténuant par la pensée les profondes coupures des fjords et des vallées de la partie S du plateau: comme le note F. Machatschek (1955), on a là un plateau qui s'élève régulièrement vers le N et qui présente «les caractères d'une pénéplaine».

Le modelé glaciaire est très typique avec les larges auges des fjords et des vallées affluentes plus ou moins suspendues (exemple: vallée orientée ESE à 1 km. au SE du pt. 810) avec formation d'un ombilic au point de confluence (A. Guilcher, 1954); actuellement l'ombilic est, soit submergé dans le fjord, soit comblé par une plaine d'alluvions (par

exemple la cuvette alluvionnaire à 2 km. au NE du pt. 285, à la limite W du massif de granite).

Très souvent les grandes vallées présentent une succession de verrous glaciaires séparés par des cuvettes de surcreusement maintenant occupées par des lacs ou des alluvions; les verrous sont plus ou moins entaillés par la gorge du torrent actuel. Ces phénomènes sont très bien illustrés dans les vallées qui prolongent le fjord de Tigssaluk à l'E et au NE.

Comme le notent A. Kornerup (1881) et bien d'autres après lui, les fjords sont situés sur les zones de cassures importantes et les glaciers n'ont fait qu'accentuer profondément le relief préglaciaire dicté par les caractères structuraux du socle rocheux. Le tracé des vallées du plateau dépend étroitement de la structure géologique; dans la plupart des cas, elles suivent des zones de cassures (voir le chapitre «Caractères généraux des cassures») ou, plus rarement, des filons basiques pour autant que ceux-ci soient assez larges (au moins plusieurs dizaines de mètres).

Le réseau hydrographique est conditionné par la présence de la dépression centrale occupée par le Gaffelsø; ce dernier draine presque toute l'eau du plateau et son écoulement se faisait primitivement par le lac 450 (au S du Gaffelsø) et la vallée du lac 15 jusqu'au fjord de Tigssaluk; le torrent qui sort à l'extrémité W du Gaffelsø a capturé cet exutoire. Il est en train de se creuser une gorge à travers le puissant verrou qui ferme le Gaffelsø, puis il suit une belle vallée glaciaire avec d'autres verrous déjà entaillés, avant de se jeter dans Qerrulik fjord, bras latéral de Tigssaluk fjord. Cette capture est certainement très récente car l'ancien tracé évacue encore un petit peu d'eau.

Le fjord de Tigssaluk reçoit également toutes les eaux de la partie NE de la région étudiée; elles franchissent le massif de granite par une profonde entaille, alors que celles de la partie SE contournent le granite par le S.

A part le puissant torrent sous-glaciaire et les eaux de fonte du glacier de Sioralik (cf. le chapitre suivant), le bras S du fjord de Sermiligârssuk ne reçoit que quelques petits torrents qui dévalent, souvent en cascades, les parois qui dominent la mer.

Les lacs sont, pour la plupart, situés dans l'axe des vallées; ils occupent des cuvettes de surcreusement certainement très profondes car les beines ne sont visibles que sur quelques mètres, bien que l'eau soit toujours très limpide.

Nous n'avons jamais observé de source à part des très faibles résurgences au contact de la moraine et de la roche en place; tout l'écoulement doit se faire par ruissellement de surface ou dans le réseau des diaclases superficielles.

Fig. 62: Bloc erratique perché sur trois autres à la suite de la fonte de la glace. La roche moutonnée est un filon de dolérite (BD). 1 km. au NW du lac 510. Photo M. WEIDMANN.

Dans les zones très mylonitisées, nous avons rencontré à deux reprises des grottes de quelques mètres de profondeur qui n'ont aucun rapport avec la circulation des eaux.

En conclusion, la morphologie de la région est en pleine évolution et l'érosion actuelle tend à effacer le modelé glaciaire.

2. Phénomènes glaciaires.

Actuellement neuf petits glaciers ou névés permanents subsistent encore sur le plateau; ils sont tous sur des pentes exposées au N et se trouvent à une altitude supérieure à 750 m., sauf celui qui occupe la profonde entaille qui sépare les deux massifs de granite. Le glacier de Sioralik est un cas particulier que nous verrons plus loin. Ces glaciers sont les derniers vestiges de l'inlandsis qui a laissé sur tout le plateau de nombreuses traces de son passage:

– les moraines que l'on trouve sur le plateau sont, pour la plupart, très altérées par le ruissellement: il ne reste plus que des amas de blocs rarement striés et plus ou moins arrondis, tous les matériaux plus fins ayant été lessivés. La composition des moraines de l'inlandsis est très constante; elles sont toujours assez riches en blocs de schistes verts d'un

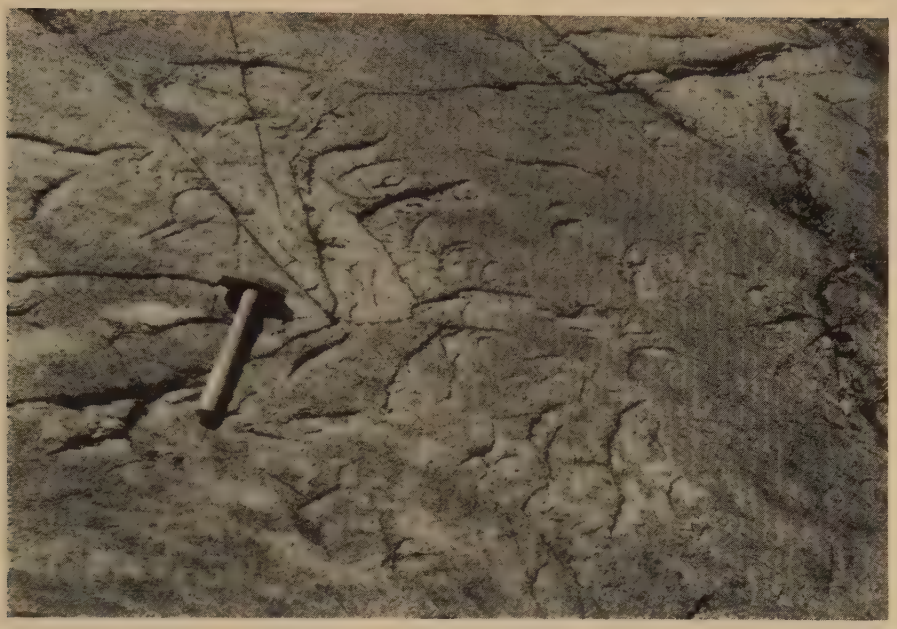

Fig. 63: Lysefjeld. Lunules glaciaires sur un affleurement de roche moutonnée (gneiss homogène). On peut reconnaître les divers types définis par R. F. Flint (1957): «crescentic gouge, lunate fracture». Le mouvement de la glace allait de droite à gauche. Photo M. Weidmann.

type inconnu ou très rare dans la région étudiée (conglomérats, schistes graphiteux et pyriteux, pillow-lavas, quartzites . . .) provenant de la région située à l'E; ces blocs exotiques se trouvent partout, même sur les sommets 1030 et 1018; ceci prouve que toute la région a été couverte de glace et que l'on n'a pas eu ici de nunatak pendant le maximum d'extension de la calotte (R. F. Flint, 1957, p. 318). Le volume des blocs erratiques peut être assez grand: le plus gros bloc observé avait environ 40 m³, alors que la moyenne se situe autour de 0,5 m³; ils ont été parfois curieusement déposés, lors de la fonte de la glace, en équilibre instable ou perchés sur d'autres blocs plus petits (fig. 62).

– les stries, dont quelques-unes ont été mesurées et figurées sur la planche 8, indiquent sur le plateau un mouvement de la glace vers le SW, alors que celles qui furent mesurées le long du fjord de Sermiligârssuk montrent bien l'extension et le déplacement ancien du glacier de Sioralik.

– les cannelures sont surtout fréquentes sur les filons basiques, alors que les stries et les lunules glaciaires (fig. 63) sont bien marquées sur les gneiss.

– les affleurements de roches moutonnées couvrent de très grandes surfaces, et montrent parfois un beau poli visible en lumière rasante;

la qualité des affleurements aux environs des massifs de granite a déjà été soulignée par J. BONDAM (1956). Mais les roches moutonnées ne se rencontrent jamais dans le domaine des schistes verts où le diaclasage caractéristique de ces roches favorise trop l'action du gel et du dégel (O. BÄR, 1957).

– nous avons déjà parlé plus haut de la morphologie due au passage du glacier.

Les petits glaciers locaux postérieurs au retrait de l'inlandsis ont également laissé de nombreux indices de leur présence:

– dans quelques cas, on a des moraines encore presque intactes, sableuses et argileuses, dont la composition dépend étroitement du substratum rocheux (R. D. CROMMELIN, 1937; C. H. EDELMAN, 1939), par exemple la moraine qui se trouve à 1 km. à l'E du pt. 735 ou celle qui sépare les lacs 520 et 545 au N du massif de granite.

– les cirques glaciaires typiques dont le fond est recouvert de moraine (SE du pt. 935, à l'E de Tigssaluk fjord; S du lac 530 dans la partie NE de la région.)

Le glacier de Sioralik a été décrit récemment par A. WEIDICK (1959, pp. 104–105), qui donne dans la figure 33 de son étude une carte schématique des deux glaciers de Sermiligârssuk fjord. Pour compléter la description de A. WEIDICK, signalons quelques points relatifs à ce glacier:

– tout d'abord le très volumineux torrent sous-glaciaire qui, profitant d'une zone de mylonite, franchit par une gorge profonde la barre rocheuse des pts. 185 et 215, serpente dans la plaine d'alluvions, et rejoint l'autre torrent formé par les eaux de fonte du lobe que le glacier poussait au SE du point 215 (voir la pl. 8).

– les dépôts morainiques qui sont très frais et très abondants dans toute cette région et qui sont particulièrement riches en éléments de schistes verts; nous y avons observé plusieurs exemples de moraine consolidée, cimentée par un matériel argilo-ferrugineux. Les affleurements de roches moutonnées sont remarquablement abondants et ils montrent de nombreuses stries, des lunules et des niches triangulaires («triangular pits», P. GRAFF-PETERSEN, 1952).

3. Phénomènes périglaciaires.

Il n'y a pas de pergélisol dans la région étudiée (R. F. BLACK, 1954); il est assez rare, d'autre part, de rencontrer un véritable sol; en effet, c'est seulement à basse altitude (de 0 à 200 m. environ) qu'une faible couverture végétale se développe sur les dépôts morainiques et alluviaux. Sur le plateau on trouve sporadiquement de petites surfaces couvertes d'herbe et de mousses.

Fig. 64: Nid de pierres redressées sur une petite moraine peu lessivée. 500 m. au NW du lac 510, altitude 540 m. Photo M. Weidmann.

Sur les sols, les moraines non lessivées et les alluvions, nous avons observé des phénomènes de cryoturbation et de solifluxion (A. Cailleux et G. Taylor, 1954; P. Bout, 1953):

– buttes gazonnées («thufur» d'Islande ou «Rasenhügel», C. Troll, 1944), dont on a de très beaux exemples dans la grande vallée à l'E de Tigssaluk fjord (Puiátup tasê).

– formation de petites terrasses et de flaques de terre dans le sol gorgé d'eau lors de la fonte des neiges.

– sols structuraux plus ou moins bien formés tels que polygones de pierres, sols striés (surtout sur les arènes d'altération des filons basiques), nids de pierres (fig. 64), pierres redressées, accumulation et alignement de blocs sur une surface plane, identique à la fig. 62 de C. Troll, 1944 (moraine située à l'E du pt. 735).

– coulées de boue et de blocs, mais jamais de véritable glissement de terrain; un seul cas de glacier de blocs a été observé dans la moraine précitée sur un versant E à NE, altitude de 700 m.

– pour terminer, signalons que les dépôts morainiques très riches en matériel argilo-sableux ont souvent des propriétés thyxotropiques, très désagréables parfois!

L'action éolienne semble pratiquement nulle dans toute la région visitée.

Fig. 65: Plaine d'alluvions à l'E de Tigssaluk fjord, vue prise en direction du SW d'un point situé à 1 km. environ au SW du lac 455. On remarque très bien la terrasse de 25 m. soulignée par une ligne claire sur la rive gauche et par la colline d'alluvions épargnée par l'érosion au confluent des deux cours d'eau. On note encore d'autres terrasses mal définies et le réseau des nombreux bras des torrents.
Photo L. F. BONNARD.

Les éboulis ne sont jamais très abondants, sauf dans les zones d'intense mylonitisation; ils ne forment qu'un mince voile au pied des parois et il est rare d'observer un cône d'éboulis construit ailleurs que dans les pentes qui dominent Sermiligârssuk fjord.

Nous avons noté trois cas d'écroulement, toujours détachés de la paroi selon une faille ou une zone de joint; l'un d'eux (N de Puiátup tasê, E de Tigssaluk fjord) comporte des blocs d'une centaine de m^3 environ.

4. Phénomènes fluviatiles.

Toutes les vallées d'origine glaciaire sont pourvues d'une plaine alluviale plus ou moins développée à leur débouché dans les fjords. Les plus beaux exemples se trouvent dans la vallée au S des pts. 185 et 215 et du glacier de Sioralik et dans celle qui prolonge à l'E le fjord de Tigssaluk. L'alluvion consiste principalement en sables, graviers et galets bien roulés; les blocs de plus de 30 cm. de diamètre sont rares.

La rivière forme des méandres et un réseau de bras anastomosés dans la plaine d'alluvions où elle a creusé plusieurs terrasses d'accumula-

tion, selon la définition de J. Zonneveld (1957); la surface de ces terrasses s'incline légèrement vers le fjord (fig. 65). On observe les terrasses suivantes, qu'il est peut-être possible de corréler:

– une terrasse de 1–2 m. qui sépare le lit mineur du lit majeur de la rivière (E de Tigssaluk Fjord et Sermiligârssuk fjord).

– une terrasse de 7–8 m. (NE et E de Tigssaluk fjord, Sermiligârssuk fjord).

– une terrasse de 20–25 m. (NE et E de Tigssaluk fjord).

Elles sont dues à des variations récentes du niveau de base et correspondent exactement aux «thalassostatic terraces» de A. Brouwer (1955).

Nous n'avons pas trouvé de dépôts marins certains semblables à ceux qui ont été signalés dans les régions voisines (Sermerssut, Arsuk Ø, Nordre Kangeq . . .) ou plus au N (D. Laursen, 1950).

Lausanne, juillet 1960.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

Abbréviations spéciales: M.o.G. = Meddelelser om Grønland. B.G.S.A. = Bulletin of the Geological Society of America.

Amin, M. S., 1952: Metamorphic differentiation of talc-magnesite-chlorite rocks in Shetland. Geol. Magazine, 89, 2, 97–105.

Amstutz, G. C., 1956: The spilite problem. 20e Congr. géol. intern., Mexico, 1956, Resumenes de los trabajos presentados, 130.

Anderson, E. M., 1951: The dynamics of faulting and dyke formation, with applications to Britain. Oliver and Boyd, London.

Avias, J., 1956: Inclusions et enclaves de terrains encaissants dans la bordure des massifs ultrabasiques de la Nouvelle Calédonie centrale; leur importance dans le problème de la génèse de ces massifs. 20e Congr. géol. intern., Mexico, 1956, Resumenes de los trabajos presentados, 130–131.

Baer, A., 1956: La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de M. P. Fourmarier. Geol. Rundschau, 54, 234–247.

Bailey, E. B. and W. J. McCallien, 1953: Serpentine lavas, the Ankara mélange and the Anatolian thrust. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 72, 2, no. 11.

Bär, O., 1957: Gesteinsklüfte und Rundhöcken. Untersuchungen im Aare- und Gotthardmassiv. Geographica Helvetica, 1, 1–40.

Barth, T. W., 1952: Theoretical petrology. Wiley and Sons, New York.

Bederke, E., 1947: Zum Probleme der Lamprophyre. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse, 53–57.

Beger, P. J., 1923: Der Chemismus des Lamprophyre, in P. Niggli: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I. Bornträger, Berlin.

van Bemmelen, R. W., 1949: The geology of Indonesia. Government Printing Office, The Hague, vol. I and II.

Benson, W. N., 1927: The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. National Acad. Sc., Washington, 19, 1, 1–90.

Berthelsen, A., 1957: The structural evolution of an ultra- and polymetamorphic gneiss complex, West Greenland. Geol. Rundschau, 46, 173–185.

— 1960: An example of a structural approach to the migmatite problem. 21e Congr. géol. intern., Copenhague, Part 14, 149–157.

— 1961: On the chronology of the Precambrian of western Greenland. Geology of the Arctic, vol. I, G. O. Raasch ed., Univ. of Toronto Press, 329–338.

Black, R. F., 1954: Permafrost; a review. B. G. S. A., 65, 839–856.

Bondam, J., 1956: A new occurrence of a calco-alkaline granite intrusion from the Frederikshaab District, South Greenland. M. o. G., 137, 10, 1–21.

Bout, P., 1953: Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. Hermann, Paris.

Bowen, N. L. and O. F. Tuttle, 1949: The system MgO-SiO_2-H_2O. B. G. S. A., 60, 439–460.

Brouwer, A., 1955: Thalassostatic terraces and Pleistocene chronology. Leidse Geol. Mededelingen, 20, 22–33.

Bruun, J. H., 1954: Les éruptions ophiolitiques dans le NW de la Grèce; leurs relations avec l'orogénèse. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 15, 19–27.

Caillère, S., 1936: Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. Thèse, Paris, série 1653, no. 2519, 1–173.

Cailleux, A. et G. Taylor, 1954: Cryopédologie, étude des sols gelés. Hermann, Paris.

Chadwick, R. A., 1958: Mechanisms of pegmatite emplacement. B. G. S. A., 69, 803–836.

Cloos, E., 1946: Lineation. Geol. Soc. America, Memoir 18, 1–122.

— 1947: Boudinage. Trans. Am. Geoph. Union, 28, 626–632.

Coats, R. R., 1936: Primary banding in basic plutonic rocks. Journ. Geol., 44, 407–419.

Crommelin, R. D., 1937: A sedimentary, petrological investigation of a number of sand samples from the south coast of Greenland between Ivigtut and Frederiksdal. M. o. G., 113, 1, 1–72.

Demay, A., 1953: Sur la structure et la génèse de quelques types de microgranites et d'aplites et de granites, présentant quelques caractères microgranitiques. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 6, fasc. 6, 139–151.

Dennis, J. G., 1953: Replacement dykes in the Brandberg area, SW Africa. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 6, fasc. 6, 73675.

Dietrich, R. V., 1960: Nomenclature of migmatitic and associated rocks. Geotimes, 4, 5, 36-37 et 50–51.

Dubertret, L., 1953: Géologie des roches vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie). Notes et Mém. sur le Moyen-Orient, 6, 1–179.

Durrell, C., 1940: Metamorphism in the Southern Sierra Nevada northeast of Visalia, California. Univ. of California, Bull. Dept. geol. Sciences, 25, 1, 1–118.

Edelmann, C. H., 1939: Das Ziel der Sanduntersuchungen auf Grönland. Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 217–220.

Engel, B., 1959: Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum. Geotektonische Forsch., 13, 1–2, 1–129.

Eskola, P., 1937: Magnesia-metasomatism and the lamprophyric rocks. 17e Congr. géol. intern., Moscou, 1937, 118–121.

— 1954: Ein Lamprophyrgang in Helsinki und die Lamprophyrprobleme. Tschermaks min. u. petr. Mitt., dritte Folge, 4, 329–337.

Flint, R. F., 1957: Glacial and Pleistocene geology. Wiley and Sons, New York.

Foslie, S., 1931: On antigorite-serpentines of Lofoten with fibrous and columnar minerals. Norsk geol. Tidsskrift, 12, 219–245.

Fourmarier, P., 1956: Les enseignements tirés de l'étude de la schistosité dans les séries plissées. Ver. Geol. Mijnb, k. Genoots., Geol. Ser., 16, 114–130.

— 1959: Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, etc. . . .). Mém. Acad. roy. Belgique, cl. Sciences, 31, 3, 1–101.

Fourmarier, P. et J. P. Graulich, 1952: La notion de rétroschistosité. C. R. Acad. Sciences, Paris, 234, 910–912.

Frederecksón, A. F., 1950: The behaviour of some basalt and diabase dilation dykes in the Union Comanion Mines, Cornucopia, Oregon. Econ. Geol., 45, 3, 201–209.

GANSSER, A., 1959: Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. Helvetiae, 52, 2, 659–680.

GEES, R. A., 1956: Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden). Schweiz. min. petr. Mitt., 36, 2, 453–488.

GLANGEAUD, L., 1954: Réflexions sur les travaux de la 15e section (Paléovolcanologie et Tectonique) au Congrès International d'Alger. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 15, 235–239.

GOODSPEED, G. E., 1940: Dilation and replacement dykes. Journ. Geol., 48, 175–195.

GRAFF-PETERSEN, P., 1952: Glacial morphology of the Kuvnilik area. Med. fra dansk Geol. For., 12, 2, 266–274.

GUILCHER, A., 1954: Morphologie littorale et sous-marine. Presses univ. de France, Paris.

HAAPALA, P., 1936: On serpentine rocks in northern Karelia. Bull. Comm. géol. Finlande, 114, 1–83.

HALLER, J., 1955: Der «Zentrale Metamorphe Komplex» von NE-Grönland. M. o. G., 73, 3, 1–174.

— 1956a: Probleme der Tiefentektonik. Bauformen im Migmatit-Stockwerk der Ostgrönländischen Kaledoniden. Geol. Rundschau, 45, 159–167.

— 1956b: Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland. M. o. G., 154, 1, 1–172.

HEINRICH, E. W., 1956: Microscopic petrography. McGraw-Hill Book Company, New York.

HENDERSON, J. F. and I. C. BROWN, 1952: The Yellowknife greenstone belt, NW Territories. Preliminary report. Geol. Survey of Canada, Paper 52–28, 1–41.

HESS, H. H., 1933: The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotil asbestos talc and soapstone deposits. Econ. Geol., 28, 7, 634–657.

— 1938: A primary peridotite magma. Am. Journ. Science, 35, 321–344.

— 1939: Island arcs, gravity anomalies, and serpentine intrusions. A contribution to the ophiolite problem. 17e Congr. géol. intern., Moscou, 1937, fasc. 2, 263–283.

— 1955: Serpentine, Orogeny and Epeirogeny. Geol. Soc. America, sp. paper 62, 391–408.

— 1960: Caribbean research project: progress report. B. G. S. A., 71, 235–240.

HIESSLEITNER, G., 1951–1952: Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. geol. Bundesanstalt. Wien, Sonderband I, 1–2, 1–683.

JOHANNSEN, A., 1931–1938: A descriptive petrography of the igneous rocks. The Univ. of Chicago Press, vol. I–IV.

JUNG, J., 1958: Précis de pétrographie. Masson, Paris.

KAITARO, S., 1952: On some offset structures in dilation dykes. C. R. Soc. géol. Finlande, 25, 67–74.

KEITH, S. B. and G. W. BAIN, 1932: Chrysotile asbestos: I – Chrysotile veins. Econ. Geol., 27, 2, 168–188.

KING, B. C., 1948: The form and structural features of aplites and pegmatite dykes veins of the Osi area, Northern Nigeria. Journ. Geol., 56, 5, 459–475.

KNOPF, A., 1936: Igneous geology of the Spanish Peaks region, Colorado. B. G. S. A., 47, 1727–1784.

KOARK, H. J., 1950: Über die Herkunft des Bors an dem Kontakte eines ultrabasischen Tiefengesteins. Tschermaks Min. Petr. Mitt., dritte Folge, 2, 44–46.

KORNERUP, A., 1881: Geologiske Iagttagelser fra Vestkysten af Grønland 66°55′–68°15′ N. Br. M. o. G., 2, 149–194.

Kozary, M. T., 1956: Ultramafics in the thrustzones in NW-Oriente, Cuba. 20e Congr. géol. intern., Mexico, 1956, Resumenes de los trabajos presentados, 138.

Kranck, E. H., 1939: Koordination der Grundgebirgsformationen von Labrador und Südgrönland. Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 213–216.

Kranck, E. H., 1956: Rock structure and fabric in the zone of plastic deformation. 20e Congr. géol. intern., Mexico, 1956. Resumenes de los trabajos presentados 195.

— 1957: On folding-movements in the zone of basement. Geol. Rundschau, 46, 261–282.

Krokström T., 1933: On the ophitic texture and the order of cristallization in basaltic magmas. Bull. geol. Inst. Upsala, 24 197–216.

— 1936: Diabas och dolerit – en nomenklatur fråga. Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 58, 3, 419–424.

Kündig., E., 1956a: Geology and ophiolite problems of East-Celebes. Ver. Geol. Mijnb. k. Genoots., Geol. Ser., 16, 210–235.

— 1956b: The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 4, 106–114.

Lapadu-Hargues, P. 1949: Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. Bull. Soc. Géol. France. 5e série, 19, 89–109.

— 1953: Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. Bull. Soc. géol. France, 6e série, 3, 153–173.

Laubard, J. M., 1953: Principaux types de structures des schistes cristallins. Rev. Sc. nat. d'Auvergne, Clermont-Ferrand, 1–47.

Laursen, D., 1950: The stratigraphy of the marine quaternary deposits in West Greenland. M. o. G., 151, 1, 1–142.

Lorétan M., 1959: Caractères pétrogénétiques de deux régions basiques de Guyane française (Arouany-Lucifer, Marouini-Tampoc). 4e Conférence géologique des Guyanes, Cayenne, 1957, Imprimerie Nationale, Paris, 31–39.

Machatschek, F., 1955: Das Relief der Erde. Bornträger, Berlin, Bd. I und II.

McKenzie, D. B., 1960: High-temperature peridotite from Venezuela. B. G. S. A., 71, 303–318.

Marmo, V., 1956: Sur la serpentinisation de l'olivine. Bull. Soc. franç. Min. et Crist., 79, 318–324.

— 1958a: Chloritoid schists of Central Sierra Leone. C. R. Soc. géol. Finlande, 180, 105–112.

— 1958b: Serpentinite of Central Sierra Leone. C. R. Soc. géol. Finlande, 180, 1–30.

Moorbath, S., K. Webster and J. W. Morgan, 1960: Absolute age determinations in South-West Greenland. I. – The Julianehåb granite, the Ilimaussaq batholith and the Kûngnât syenite complex. M. o. G., 162, 9, 1–40.

Moorhouse W. W., 1959: The study of rocks in thin sections. Harper and Brothers, New-York.

Munck, S., 1945: On the geology and petrography of the West Greenland basalt province. Part 5: Two major doloritic intrusions of the Nûgssuaq peninsula. M. o. G., 137, 5, 1–61.

Niggli, E., 1952: Stéréométrie et mise en place des filons. Bull. Soc. géol. France 6e série, 2, 215–223.

Noe-Nygaard, A. and A. Berthelsen, 1952: On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland, with a general discussion on related problems. Med. fra dansk Geol. For. 12, 2, 250–265.

Oulianoff, N., 1954: Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches. Eclogae geol. Helvetiae, 47, 377–381.

PAULY, H., 1948: Calcite and skarn minerals in the gneisses of the Holsteinsborg District, West Greenland. Med. fra dansk Geol. For., 11, 3, 328–350.

PELTIER, L. C., 1950: The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Ann. Assoc. amer. Geographers, 40, 214–236.

PERRIN, R. et M. ROUBAULT, 1949: De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles: injection ou remplacement. Bull. Soc. géol. France, 5e série, 19, 641–656.

— 1953: Aplites et pegmatites; injection ou remplacement. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 6, fasc. 6, 201–216.

PETTIJOHN, F. J., 1943: Archean sedimentation. B. G. S. A., 54, 925–972.

PHILLIPS, A. H. and H. H. HESS, 1936: Metamorphic differentiation at contact between serpentine and siliceous country rocks. Am. Mineralogist, 21, 6, 333–362.

PICCIOTTO, E. E., 1950: Distribution de la radioactivité dans les roches éruptives. Bull. Soc. belge Géol., Pal. Hydrol., 59, 170–198.

POLDERVAART, A., 1953: Metamorphism of basaltic rocks; a review. B. G. S. A., 64, 259–274.

RAGUIN, E. 1957: Géologie du granite. Masson, Paris, 2e éd.

RAMBERG, H., 1948: On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Holsteinsborg, West Greenland. Med. fra dansk Geol. For., 11, 3, 312–327.

— 1955: Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. Jour. Geol., 63, 6, 512–526.

— 1956: Pegmatites in West Greenland. B. G. S. A., 66 185–214.

READ, H. H., 1935: On the zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands. Min. Magazine, 23, 519–540.

— 1951: Metamorphism and granitisation. A. L. du Toit memorial lectures, no. 2; Trans. geol. Soc. South Africa, annexure to vol. 54, 1–17.

— 1954: Igneous activity, tectonics and metamorphism. Inter-University Geological Congress 1953; The University of Leeds, Dept. of Geology, 8–12.

— 1955: Granite serie in mobile belts. Geol. Soc. America, sp. paper 62, 409–430.

— 1957: Metamorphic geology: reflexions on its past, present and future. J. Madras Univ., B. 27, 1, Centenary number, 71–83.

REYNOLDS, D. L., 1938: Transfusion phenomena in lamprophyre dykes and their bearing on petrogenesis. Geol. Magazine, 75, 51–76.

— 1950: The transformation of Caledonian granodiorite to Tertiary granophyre on Slieve Gullion, Co. Armagh, Northern Ireland. 18e Congr. géol. intern., Londres, 1948, part 3, 20–30.

RICHEY, J. E., 1939: The Dykes of Scotland. Trans. Edinburgh geol. Soc., 13, 393–435.

DU RITZ, T., 1935: Peridotites, serpentines and soapstones of Northern Sweden. Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, 57, 133–260.

ROSS, C. S., M. D. FOSTER and A. T. MYERS, 1954: Origin of dunite and of olivin-rich inclusions in basaltic rocks. Am. Mineralogist, 39, 693–737.

ROUTHIER, P., 1944: Essai sur la chronologie des «roches vertes» mésozoïques des Alpes Occidentales. Bull. Soc. géol. France, 5e série, 14, 117–145.

— 1946: Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. C. R. Acad. Sciences, Paris, 222, 192–194.

— 1953: Réflexions à propos de la génèse des «filons» de serpentine. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 6, fasc. 6, 73.

SANDER, B., 1930: Gefügekunde der Gesteine. J. Springer Verlag, Wien.

San Miguel Arribas, A., 1953: Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava catalane (Bagur). 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 6, fasc. 6, 77–99.

— 1955: Consideraciones sobre la genesis des pegmatitas por diferenciación metamórfica. Cursillo y conferencias del Instituto L. Mallada, Madrid, fasc. 2, 217–273.

Scheidegger, A., 1958: Principles of Geodynamics. Springer Verlag, Berlin.

Schürmann, H. M., 1956: The geology of the glaucophane rocks in Turkey and Japan: a summary. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 18, 4, 119–122.

Sederholm, J. J., 1923: On migmatites and associated Precambrian rocks of Southern Finland. Part I: The Pellinge region. Bull. Comm. géol. Finlande, 58, 1–153.

— 1926: idem. Part II: The region around the Barösundsfjörd, W of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. géol. Finlande, 77, 1–143.

Selfridge, G. C., 1936: An X-ray and optical investigation of the serpentine minerals. Am. Mineralogist, 21, 463–503.

Shand, S. J., 1917: The pseudotachylite of Parijs, Orange Free State. Quart. Journ. geol. Soc., London, 72, 198–221.

de Sitter, L. U., 1954: Schistosity and shear in micro- and macrofolding. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 16, 429–439.

— 1956: Structural Geology. McGraw-Hill Book Company, New York.

— 1958: Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 20, 277–286.

— 1960: Conclusion and conjectures on successive tectonic phases. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 22, 195–197.

Smith, H. G., 1946: The lamprophyre problem. Geol. Mag., 83, 4, 165–171.

Sørensen, H., 1953: The ultrabasic rocks at Tovqussaq, West Greenland. A contribution to the peridotite problem. M. o. G., 136, 4, 1–86.

Stansfield, J., 1923: Nomenclatures and relations of the lamprophyres. Geol. Magazine, 60, 550–554.

Steinmann, G., 1927: Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. 14e Congr. intern., Madrid, 1926, fasc. 2, 637–667.

Suess, E., 1918: La face de la Terre. trad. E. de Margerie, A. Colin, Paris, vol. I–VII.

Sugi, K., 1931: On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nagajawa, Province Sagami. Japanese Jour. Geol. Geogr., 9, 87–142.

Sutton, J., 1960: Some crossfolds and related structures in Northern Scotland. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 22, 149–162.

Taliaferro, N. L., 1943: The Franciscan-Knoxville problem. Bull. am. Assoc. Petrol. Geologists, 27, 2, 109–219.

Termier, H. et G., 1956: L'évolution de la lithosphère. I – Pétrogénèse. Masson, Paris.

— 1959: Evolution et Paléogéographie. Albin-Michel, Paris.

Tricart, J., et A. Cailleux, 1955: Cours de géomorphologie. Introduction à la géomorphologie climatique. Centre de Documentation Universitaire, Paris.

Tröger, E., 1935: Spezielle Petrographie. Verlag der deutsch. min. Gesellsch., Berlin.

Troll, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau, 34, 7–8, 545–694.

Turner, F., and J. Verhoogen, 1960: Igneous and metamorphic petrology. 2n ed., McGraw-Hill Book Company, New York.

Ussing, N. V., 1912: Geology of the country around Julianehaab, Greenland. M. o. G., 38, 1–376.

Vuagnat, M., 1954: Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagnes. 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952, section 15, 53–59.

WAGER, L. R. and W. A. DEER, 1938: A dyke swarm and crustal flexure in East Greenland. Geol. Magazine, 75, 39–46.
WALKER, F., 1952: Mugearites and oligoclase-basalts. Geol. Magazine, 89, 337–345.
— 1957: Ophitic texture and basaltic crystallisation. Jour. Geol., 65, 1–14.
WALKER, G. P. L., 1959: Some observations on the Antrim basalts and associated dolerite intrusions. Proc. geol. Assoc., London, 70, 2, 179–205.
WEGMANN, C. E., 1932: Note sur le boudinage. Bull. Soc. géol. France, 5e série, 2, 477–491.
— 1935: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, 26, 305–350.
— 1938: Geological investigations in Southern Greenland; part I: On the structural divisions of Southern Greenland. M. o. G., 113, 2, 1–148.
— 1939: Übersicht über die Geologie Südgrönlands. Mitt. naturforsch. Ges. Schaffhausen, 16, 188–212.
— 1947a: Note sur la chronologie des formations précambriennes du Groenland méridional. Eclogae geol. Helvetiae, 40, 1, 7–14.
— 1947b: Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. C. R. Soc. géol. Finlande, 20, 224–238.
— 1948a: Remarques sur le métamorphisme régional. Geol. Rundschau, 36, 40–48.
— 1948b: Transformations métasomatiques et analyse tectonique. 18e Congr. géol. intern., Londres, 1948, part, 3, 42–52.
— 1956: Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. Geotektonische Symposium zu Ehren von Hans Stille, 3–19.
— 1959: La flexure axiale de la Driva et quelques problèmes structuraux des Calédonides scandinaves. Norsk geol. Tidsskrift, 39, 1, 25–74.
WEIDICK, A., 1959: Glacial variations in West Greenland in historical time; part I: Southwest Greenland. M. o. G., 158, 4, 1–196.
WEISS, L. E., 1959: Geometry of superposed folding. B. G. S. A., 70, 91–106.
WENK, E., 1956: Alpines und ostgrönlandisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Verh. naturforsch. Ges. Basel, 67, 2, 75–102.
WIIK, H. B., 1953: Composition and origin of soapstone. Bull. Comm. géol. Finlande, 165, 1–157.
WILKINSON, J. F. G., 1953: Some aspects of the alpine-type serpentinites of Queensland. Geol. Magazine, 90, 5, 305–321.
WILSON, G., 1946: The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. Proc. geol. Assoc., London, 57, 263–304.
— 1952: Ptygmatic structures and their formation. Geol. Magazine, 89, 1–21.
— 1953: Mullion and rodding structures in the Moine Serie of Scotland. Proc. geol. Assoc., London, 64, 118–151.
WOODTLI, R., 1953: Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région orientale des mines de Kilo (Congo Belge). Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 19, 1–142.
ZONNENVELD, J. I. S., 1957: River terraces and Quaternary chronology in the Nederlands. Geol. en Mijnb., Nw. Ser., 19, 7, 277–285.

Færdig fra trykkeriet den 29. februar 1964

PLANCHES

Planche 1.

Vue générale de la région étudiée et des territoires voisins. Photo aérienne prise à 4500 m. en direction de l'ENE. Photo Geodædisk Institut, København.

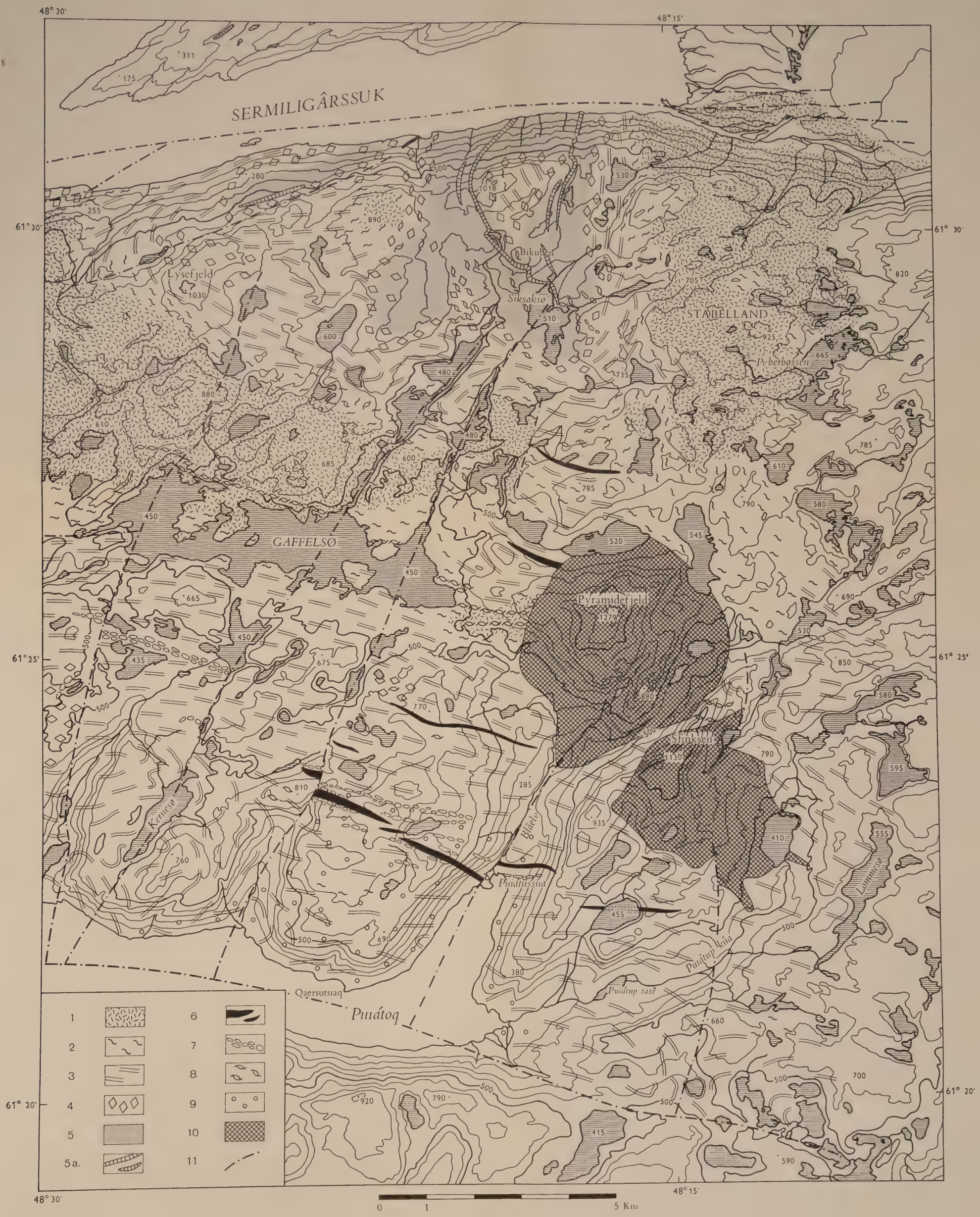

Planche 2.

Carte schématique montrant la répartition des diverses roches kétilidiennes.

1) Gneiss nébulitique et gneiss homogène de composition dioritique à granitique.
2) Gneiss à traînées basiques (streaky gneiss), à biotite, chlorite et épidote; les zones riches en reliques basiques dans le gneiss homogène sont notées avec le même figuré.
3) Gneiss rubané à amphibole, biotite, chlorite et épidote.
4) Gneiss et schistes agmatitiques à amphibole, biotite, chlorite, muscovite et épidote.
5) Schistes verts (suprastructure).

5a) Zones rouillées d'origine sédimentaire.

6) Zone de gneiss riche en niveaux amphibolitiques.
7) Zone de gneiss riche en reliques gabbro-anorthositiques ou de roche à tendance gabbro-anorthositique.
8) Très grosse pegmatite ou zone fortement pegmatitisés.
9) Gneiss rubané à grenat de la région de Tigssaluk Fjord.
10) Granite sanérutien de Tigssaluk.
11) Cassure dont le rejet vertical ou horizontal affecte fortement le gneiss. Les massifs, filons et lentilles de roche ultramafique n'ont pas été reportés sur cette carte.

Planche 3.

Carte montrant la répartition des diverses générations de filons kuanitiques.

1) Granite sanérutien de Tigssaluk.
2) Faille. Seules celles qui coupent ou déportent les AD ont été reportées sur cette carte.
3) Filon d'AD vieilles = V, filon d'AD jeunes = J. Les chiffres qui accompagnent ces lettres donnent l'âge relatif des diverses générations ou «sous-générations», 1 étant la plus ancienne et 3 la plus jeune (voir le texte).
4) Filons d'amphibolites discordantes ou AD en général. Les chiffres qui accompagnent les filons donnent leur épaisseur en mètres, si cette épaisseur dépasse 4 m. Les AD de moins de 2 m. n'ont pas été figurées.
5) Indique qu'il est impossible d'établir des relations d'âge entre les deux filons qui se recoupent.

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE
THE GEOLOGICAL SURVEY OF GREENLAND

MEDD OM GRØNL. BD. 169 NR. 5 (WEIDMANN).

Planche 4.

Carte montrant la répartition de diverses générations de filons.

1) Granite sanérutien de Tigssaluk.
2) Failles qui coupent ou déportent les filons figurés.
3) Microgranites d'âge sanérutien.
4) Filons lamprophyriques ou JD.
5) Filons lamprophyriques en essaim de filons parallèles.
6) Filons de dolérites porphyriques ou BFD.
7) Filons trachytiques ou TR.

Tous les filons trachytiques ou microgranitiques rencontrés sur le terrain ont été figurés sur cette carte; dans les autres générations de filons, seuls ceux dont l'épaisseur dépasse 1 m. ont été figurés. Les chiffres qui accompagnent certains filons indiquent leur épaisseur en mètres.

Planche 5.

Carte montrant la répartition des dolérites des époques de Gardar et post-Gardar.

1) Granite sanérutien de Tigssaluk.
2) Failles qui coupent ou déportent les filons doléritiques.
3) BD: dolérite de Gardar dont l'âge n'est pas déterminé; BD0, BD1, BD2: intrusions successives des dolérites de Gardar.
4) Faciès particulier des dolérites en essaim de filons parallèles.
5) Dolérite d'âge post-Gardar.

Seuls les filons de plus de 3 m. de puissance ont été reportés sur cette carte; les chiffres indiquent l'épaisseur en mètres des filons mesurant de 5—25 m.; les filons plus larges sont figurés à l'échelle. Les filons d'âge post-Gardar mesurent tous moins de 1 m.

Planche 6.

Carte schématique et interprétée des principales structures kétilidiennes.

1) Direction de la foliation et de la stratification des gneiss et des schistes.
2) Principales cassures affectant les structures kétilidiennes.
3) Chevauchement.
4) Granite sanérutien de Tigssaluk.
5) Direction et plongement des axes des plis construits grâce au canevas de Wulff; axe horizontal.
6) Axe plongeant de 1—15°.
7) Axe plongeant de 16—30°.
8) Axe plongeant de 31—45°.
9) Axe plongeant de 46—60°.

Planche 7.

Carte montrant les principales cassures notées sur le terrain et d'après les photographies aériennes.

1) Chevauchement.
2) Faille.
3) Zone de joints.
4) Age des différents accidents: I = cassures kétilidiennes, II = cassures kuanitiques post-ADV et anté-ADJ, III = cassures kuanitiques post-ADJ, IV = cassures sanérutiennes, V = cassures de Gardar anté-BD2, VI = cassures de Gardar post-BD2.
5) Age et sens du rejet du principal mouvement de décrochement.
6) Age et sens du rejet du principal mouvement vertical; la petite croix se trouve sur le compartiment qui a été élevé par rapport à l'autre.
7) Granite sanérutien de Tigssaluk.

Planche 8.

Morphologie et géologie du Quaternaire.

1) Glaciers et névés permanents.
2) Dépôts quaternaires lessivés ou dispersés.
3) Dépôts quaternaires intacts.
4) Stries glaciaires.